



Etude dans l'ionosphère de la densité électronique et de la turbulence électrostatique en fonction de l'activité sismique

Feng Li

► To cite this version:

Feng Li. Etude dans l'ionosphère de la densité électronique et de la turbulence électrostatique en fonction de l'activité sismique. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université d'Orléans, 2007. Français. NNT: . tel-00689864

HAL Id: tel-00689864

<https://theses.hal.science/tel-00689864>

Submitted on 20 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE D'ORLEANS

THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : Physique

PAR

LI Feng

Titre de la Thèse : Etude dans l'ionosphère de la densité électronique et de la turbulence électrostatique en fonction de l'activité sismique

Soutenue le : **07 Février 2007**

MEMBRES DU JURY :

Mme Elisabeth BLANC
Mr Jean-Claude CERISIER
Mr Thierry DUDOK de WIT
Mr François LEFEUVRE
Mr Mikhal MOGILEVSKY
Mr Michel PARROT
**Mme Pascale ULTRE-
GUERARD**

Rapporteur
Examineur
Examineur
Co-directeur de Thèse
Rapporteur
Co-directeur de Thèse
Examineur

LDG, CEA
Univ. Paris VI, CETP
LPCE/CNRS/Univ. d'Orléans
LPCE/CNRS/Univ. d'Orléans
Space Research Institute IKI
LPCE/CNRS/Univ. d'Orléans
CNES Direction des programmes

Remerciements

Ma reconnaissance profonde va à mes directeurs Michel Parrot et François Lefeuvre, pour avoir partagé avec moi leurs compréhensions originales de la physique des plasmas et les traditions de leurs écoles scientifiques.

Je remercie aussi Jean-Yves Brochot, Jean-Louis Pinçon, Dominique Lagoutte et Fabrice Colin de leurs soutiens et leurs aides précieuses au niveau de la programmation.

Je tiens à remercier mes rapporteurs, Elisabeth Blanc et Micha Mogilevsky, pour avoir relu et commenté avec attention ce manuscrit et pour leurs critiques fécondes. Je remercie également les membres du jury d'avoir accepté d'y participer.

Merci à l'équipe informatique d'avoir démêlé mes problèmes avec les machines.

Au cours de mon séjour au LPCE j'ai bénéficié d'une atmosphère chaleureuse, merci à tous les collègues du laboratoire pour votre amical soutien pendant tout ce temps passé parmi vous.

PLAN

PREFACE.....	9
Perturbation de la densité électronique en fonction de l'activité sismique	13
1. INTRODUCTION	15
1.1 L'ionosphère.....	15
1.2 L'activité solaire.....	18
1.3 L'activité géomagnétique	19
1.4 Les principales caractéristiques du CET	20
1.4.1 Variation journalière du CET	21
1.4.2 Variation saisonnière du CET	22
1.4.3 Les effets de l'activité géomagnétique	23
1.4.4 Les Variations longitudinales du CET	23
1.5 LES PERTURBATIONS IONOSPHERIQUES EN RELATION AVEC LES SEISMES	24
1.5.1 Les perturbations observées dans l'ionosphère	24
1.5.2 Les observations relatives au CET	25
1.5.3 Les mécanismes de génération des perturbations	25
2. RECHERCHE DES PERTURBATIONS DU CET EN FONCTION DE L'ACTIVITE SEISMIQUE ...	29
2.1 Le Système Doris	29
2.2 Calcul de l'estimation du CET	31
2.2.1 Calcul des latitudes des points sub-ionosphériques	31
2.2.2 Calcul du CET	33
2.2.3 Résultats des estimations du CET	35
2.3 Etude statistique des variations du CET	37
2.3.1 Les données sismiques	37
2.3.2 La méthode statistique.....	39
2.3.3 Les résultats de la statistique	40
2.3.4 Conclusions sur la statistique	44
2.4 Le tremblement de terre de Sumatra en Indonésie	44
2.4.1. Introduction	44
2.4.2 Les données	45
2.4.3 Les résultats.....	47
2.5 Un Deuxieme evenement sismique	51
2.5.1 Les résultats.....	52
2.5.2 Conclusions	55
3. ETUDE DES VARIATIONS DE DENSITE ELECTRONIQUE MESUREES PAR DEMETER	57
3.1 Profil de la mission.....	57
3.1.1 Le projet DEMETER	57
3.1.2 Les opérations	59
3.1.3 Le fonctionnement du CMS	62
3.2 Présentation générale des données des expériences	63
3.3 Le traitement des données	64
3.4 Résultats statistiques	65
Turbulence à moyenne et basse latitude	71
4. TURBULENCE DE BASSE LATITUDE	73
4.1 Généralités sur la turbulence électrostatique observée à moyenne et basse latitude dans l'ionosphère	73
4.2 Régions équatoriales – observations juste après le coucher du Soleil	74
4.3 Régions équatoriales – observations juste après le lever du Soleil	76
4.4 Distributions en k : événements sismiques et non-sismiques	76

5. CARACTERISATION DE LA TURBULENCE	79
5.1 Calcul de la pente du spectre	79
5.2 Calcul des résidus	82
5.3 Erreurs de variance dans l'estimation de la pente	82
6. TURBULENCE ELECTROSTATIQUE OBSERVEE A MOYENNE ET BASSE LATITUDE SUR DEMETER	87
6.1 Analyse des données survey	87
6.1.1 Constitution d'une base de données	87
6.1.2 Identification et caractérisation des processus turbulents	88
6.2 Distribution géographique des densités de puissance et des pentes des processus turbulents	90
6.3 Distribution géographique des processus turbulents observés sur DEMETER	92
6.3.1 Effet des sondes de Langmuir sur les données DEMETER	92
6.3.2 Puissance moyenne des processus turbulents - passages de jour	94
6.3.3 Puissance moyenne des processus turbulents - passages de nuit	96
6.3.4 Pentes - passages de jour	98
6.3.5 Pentes - passages de nuit	103
6.3.6 Variations des cartes statistiques en fonction de la saison et de l'activité géomagnétique	106
7. FACTEURS DE VARIATION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES DE LA TURBULENCE	117
7.1 Variations saisonnière des longitudes des régions de turbulence à fortes puissances moyennes et à fortes pentes	117
7.1.1 Spectres turbulents caractérisés par les valeurs de sa puissance moyenne et de sa pente	117
7.1.2 Spectres turbulents caractérisés par les valeurs de la densité de puissance à la première composante de Fourier et de la pente	120
7.2 Variations de la valeur de la pente d'un spectre turbulent en fonction de la valeur de la densité de puissance spectrale à f_0 et de l'indice K_p	122
7.2.1 Variations en fonction de la valeur de la densité de puissance spectrale à f_0	122
7.3 Association avec les irrégularités de densité électronique	126
7.4 Conclusion	135
8. STATISTIQUE SUR LA TURBULENCE IONOSPHERIQUE	139
8.1 Un événement particulier	139
8.2 Variation moyenne des paramètres de la turbulence	141
8.3 La statistique	144
8.3.1 Méthode 1	144
8.3.2 Méthode 2	146
8.3.3 Discussion des résultats	147
8.4 Extension de l'analyse statistique	148
8.5 Conclusions	150
9. CONCLUSION GENERALE	153
ANNEXE 1 : Le format des fichiers des données Doris	161
ANNEXE 2 : Format de base de données sur ICE "Survey"	163
ANNEXE 3 : Publications	165
REFERENCE	169

PREFACE

Le sujet de cette thèse concerne la recherche des effets séismo-électromagnétiques dans l'ionosphère. Un effet séismo-électromagnétique est une perturbation électrique et/ou magnétique provoquée par les activités géophysiques naturelles comme les séismes ou les éruptions volcaniques. Son existence est connue depuis longtemps (Milne, 1890). De tels effets ont été observés aussi bien au sol que dans l'ionosphère. Ce phénomène est très intéressant car il peut avoir lieu avant le séisme lui-même et être considéré ainsi comme un précurseur. Mais ces perturbations ne se produisent que pour certains séismes, pas pour tous. Le ou les processus physiques à l'origine de ces perturbations terrestres ou ionosphériques sont néanmoins mal compris.

Depuis des années, de nombreuses études ont été faites mais uniquement au cas par cas car il n'a pas encore été possible de faire des statistiques avec un nombre suffisant d'événements. Pour améliorer la compréhension de ces phénomènes, il est important de pouvoir disposer du plus grand nombre possible de cas.

La mission ionosphérique DEMETER a été conçue pour pouvoir répondre à ce problème en recueillant un maximum d'information au-dessus des régions sismiques.

DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions) est le premier projet de la filière micro-satellite du CNES. Le lancement a eu lieu le 29 Juin 2004. Le satellite a été placé sur une orbite polaire, héliosynchrone, circulaire d'altitude 710 km.

La mission scientifique a pour but :

- 1) d'étudier les perturbations ionosphériques en relation avec l'activité sismique ou volcanique,
- 2) d'étudier les perturbations ionosphériques en relation avec l'activité humaine,
- 3) d'étudier les effets pré-et post-séismiques dans l'ionosphère,
- 4) d'apporter une contribution à la compréhension des mécanismes de génération de ces perturbations,
- 5) de donner une information globale sur l'environnement électromagnétique de la Terre à l'altitude du satellite.

La partie la plus importante de notre étude concernera une statistique avec les données de DEMETER qui sera présentée en fonction de la distance entre le lieu où l'on recueille les données et les épicentres et en fonction du décalage en temps par rapport au temps des séismes. Ceci afin de montrer globalement les effets de ces séismes sur l'ionosphère à l'altitude du satellite.

Dans un premier temps, dans le cadre de la préparation à DEMETER, les données ionosphériques recueillies par le système DORIS embarqué sur plusieurs satellites (Spots2, Spot4, Spot5, Topex-Poseidon, et Jason) ont été traitées pour rechercher des perturbations dues à l'activité sismique. Les travaux suivants ont été effectués :

- visualisation de ces données lors d'événements,
- étude statistique de ces données en fonction de paramètres géophysiques,
- étude des perturbations ionosphériques en fonction de l'activité sismique,

Ils ont permis de mettre en évidence des anomalies de CET qui se produisent avant les séismes.

Avec le même paramètre (CET), on a étudié un séisme particulièrement important (Sumatra Indonésie du 26/12/2004), et les résultats montrent qu'il y a de fortes perturbations du CET juste avant (environ 2 heures). De plus, pour ce séisme de magnitude très importante, un traitement des données de DEMETER (densité électronique et densité des ions) a été fait en fonction de paramètres géophysiques et en fonction de l'activité sismique car il y a eu de nombreuses répliques.

Dans une seconde partie une étude de la turbulence électrostatique observée par DEMETER sera présentée. Deux points importants sont à souligner.

D'abord, on étudie la caractérisation des processus turbulents, les processus électrostatiques dans les régions d'anomalie équatoriale, et les processus turbulents dans les régions de moyenne latitude. On sait qu'il existe des zones où l'on observe une turbulence électrostatique 'naturelle' dans les régions équatoriales, grâce aux données de DEMETER, on peut connaître les caractéristiques générales de la turbulence électrostatique, c'est-à-dire la puissance et la pente du spectre de turbulence en fonction des paramètres géophysiques (coordonnées, temps local, saison, kp) dans ces régions.

Pour le deuxième point de cette partie, la question est de savoir s'il existe aussi de la turbulence électrostatique liée à l'activité sismique. Beaucoup de cas ont

été étudiés par les chercheurs, mais jusqu'à présent, on ne peut pas prouver que toutes ces observations sont bien dues aux tremblements de Terre. Le problème est toujours qu'il n'y a pas un grand nombre d'événements avec des conditions favorables. Là encore, DEMETER est une mission idéale pour compléter ce travail.

Le traitement de ces données enregistrées dans les zones de moyennes latitudes et dans la région équatoriale a été entrepris. Comme dans la partie précédente concernant le CET, les résultats vont être présentés avec la méthode des époques superposées en fonction de la distance avec les épicentres et en fonction du décalage en temps par rapport au temps des séismes.

Une conclusion générale sur les perturbations ionosphériques liées aux séismes clôturera ce travail.

.

PARTIE I :

Perturbation de la densité électronique en fonction de l'activité
séismique

1. INTRODUCTION

1.1 L'IONOSPHERE

L'ionosphère est la région de l'atmosphère où le rayonnement photonique d'origine solaire est capable d'ioniser les molécules de l'atmosphère. Le rayonnement électromagnétique solaire est atténué dans l'ionosphère à cause de l'ionisation, de la dissociation, et de l'excitation des composants atmosphériques (Landmark, 1973). L'ionosphère terrestre décrite ci-dessous varie principalement avec l'altitude. A basse altitude (< 60km), où la durée de vie des particules chargées est suffisamment courte, l'équilibre chimique domine. A haute altitude (60 - 800 km), l'ionisation primaire se produit par le rayonnement UV solaire ($\lambda < 200$ nm). A plus haute altitude (> 1000 km), l'ionisation des particules est faible, il n'a un rôle important que localement ou pendant certaines périodes.

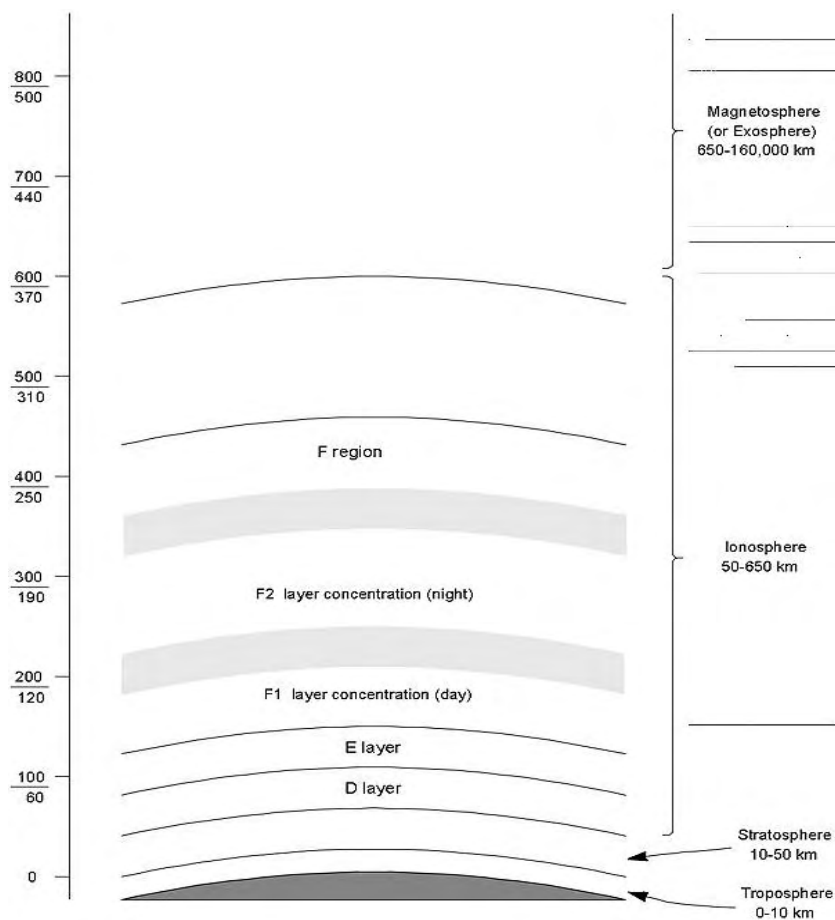


Figure I-1 : Structure de l'ionosphère
(extrait de <http://f3wm.free.fr/radio/propag.html>)

On distingue plusieurs "couches" ou "régions" en fonction de la nature ionosphérique et de la composition ionique : région D (60 à 90 km), région E (90 à 150 km), région F (au dessus de 150 km). La Figure I-1 montre la structure de l'ionosphère.

La région D: L'ionisation y est relativement faible et principalement due aux rayons cosmiques et au rayonnement Lyman α et X. Son ionisation est directement proportionnelle au flux solaire. Il s'agit d'une région peu dense en ions polyatomiques. Le jour, la densité d'électrons y est de l'ordre de 10^3 cm^{-3} . A midi, l'ionisation est maximum ou très près du maximum. A cause de la densité de l'air qui est encore élevée à cette altitude, les ions se combinent rapidement avec les électrons libres pour reformer des atomes neutres. Après le coucher du soleil, quand le rayonnement solaire est bloqué par la Terre, la concentration en électrons libres chute rapidement et la couche D disparaît (Poole,1999).

Cette couche est comme un atténuateur, spécialement pour les signaux à basse fréquence ; l'atténuation est fonction de l'inverse de la fréquence au carré. C'est la raison pour laquelle les signaux à basse fréquence ne peuvent atteindre les couches plus hautes, excepté la nuit, quand la couche D disparaît. Les signaux s'atténuent quand ils traversent la couche D car ils font vibrer les électrons libres et ils provoquent des collisions entre ces électrons et les molécules de gaz. Cette atténuation dépend du nombre de collisions, si la fréquence de l'onde augmente, la longueur d'onde devient plus courte et les collisions entre les électrons libres et les molécules diminuent. Il en résulte que les signaux à basse fréquence s'atténuent beaucoup plus que ceux à haute fréquence (Poole,1999).

La région E: Cette couche est connue comme la couche de Kennelly-Heaviside. Elle est ionisée par le rayonnement X mou et UV extrême, et elle est formée principalement d'ions positifs O_2^+ , NO^+ , O^+ et d'électrons (Landmark,1973). La densité électronique varie de 10^3 à 10^5 cm^{-3} . C'est une couche présente pendant les heures de jour, son maximum de densité est autour de midi, et elle est quasiment inexistante la nuit. Ceci rend cette région utile pour réfléchir les ondes radio mais seulement de jour. C'est une sorte de miroir très particulier utilisable des deux faces, réfléchissant vers le haut et vers le bas.

Dans cette région, il existe une couche particulière qui est beaucoup plus ionisée et qui s'appelle 'E-sporadique'. Elle se présente sous forme de nuages de densité très localisés. Ces nuages sont susceptibles de réfléchir les signaux aux fréquences élevées (jusqu'à 50, 60, 80MHz). L'apparition des couches E-sporadique dépend de la latitude.

La région F: L'ionisation y est relativement plus forte (densité d'électrons libres de 10^5 à 10^6 cm^{-3}) et est fonction principalement du rayonnement ultraviolet solaire. Elle est constituée essentiellement des ions NO^+ et O^+ au dessous, et des ions H^+ et He^+ au dessus. Les ions et les électrons se recombinent très lentement parce que la densité est faible. Sa hauteur dépend de la saison, de la latitude, du temps local, et de l'activité solaire. La densité électronique augmente au lever de soleil, atteint très rapidement son maximum, elle diminue progressivement au coucher de soleil et atteint son minimum juste avant le lever de soleil. Pendant la journée, la région F se divise en deux régions distinctes : F1 et F2.

- 1) La couche F1 (entre 150 et 200 km d'altitude) : elle existe seulement de jour, et elle est irrégulière car elle peut ne pas être observée en certains endroits ou certains jours. Pendant la nuit, F1 se recombine avec la couche F2.
- 2) La couche F2 (entre 250 et 400 km d'altitude) est la couche qui supporte les communications en haute fréquence sur des longues distances. Ces variations sont larges, irrégulières particulièrement pendant les orages magnétiques.

Cette couche est caractérisée par sa fréquence critique encore appelée fréquence plasma. Les deux paramètres, fréquence critique et densité électronique de la couche sont liés et ils déterminent les conditions de propagation des ondes radioélectriques. Les ondes peuvent pénétrer seulement lorsque leur fréquence est plus élevée que la fréquence plasma, autrement les signaux sont réfléchis. La fréquence de plasma est donnée par la formule suivante:

$$f_p = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{n_e \cdot q_e^2}{m_e \cdot \epsilon_0} \right)^{1/2} \quad (\text{I-1})$$

avec q_e : charge d'un électron : $1.6022 \cdot 10^{-19}$ Coulombs

m_e : masse de l'électron : $9.1095 \cdot 10^{-31}$ kg

n_e : nombre d'électrons par volume unitaire, électron/ m^3

ϵ_0 : constante diélectrique de l'espace libre : $8.8542 \cdot 10^{-12}$ farad-mètre⁻¹

Elle peut se calculer par la formule simplifiée :

$$f = 9 \cdot \sqrt{n_e} \quad (\text{I-2})$$

n_e : nombre d'électrons par volume unitaire, électron/m³

f : Hz

La Figure I-2 montre les variations de densité électronique (degré d'ionisation) des plus importantes régions ionosphériques : D, E, F₁ et F₂ quand l'activité magnétique est moyenne. La courbe rouge présente le niveau d'ionisation de jour; la courbe bleu présente celui de nuit. La fréquence critique de la couche E est de l'ordre de 3 ou 4 MHz, celle de la couche F peut dépasser 10 MHz quand l'ionisation est intense et en période de cycle solaire maximum. Ces valeurs de fréquence critique sont bien sûr fonction du temps local.

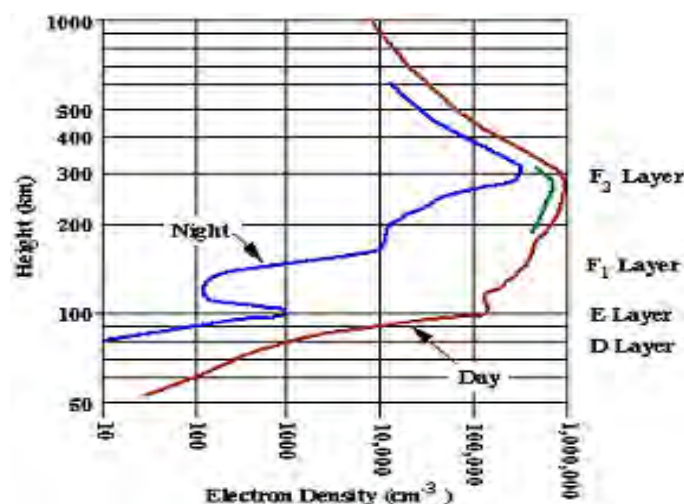


Figure I-2: Densité électronique dans les différentes couches ionosphériques pendant une activité magnétique moyenne.

1.2 L'ACTIVITE SOLAIRE

L'énergie solaire que l'on reçoit varie en fonction de différentes échelles de temps. La périodicité la plus importante est de 11 ans. L'activité solaire peut être mesurée par divers moyens, y compris le comptage du nombre de taches solaires, les observations des perturbations de la couronne, la mesure des rayons X solaires, etc..

Le soleil éjecte un flot de particules appelé vent solaire qui interagit avec le champ magnétique de la Terre. La Terre est donc entourée par du plasma provenant du vent solaire. Une partie de ce vent solaire peut pénétrer dans la magnétosphère, et atteindre l'ionosphère et l'atmosphère terrestre. Il peut provoquer les effets ci-dessous :

- alimentation en énergie d'une grande partie de plasma sur les lignes de champ magnétique de la Terre,
- création d'une activité géomagnétique,
- chauffage de l'atmosphère polaire haute,
- conduction des vents neutres atmosphériques (les grands mouvements d'air à l'échelle du globe sont provoqués par les différences de pression et de température dans la couche atmosphérique).

A cause de ces effets, les changements des paramètres du vent solaire (densité, vitesse, etc.) et du Champ Magnétique Interplanétaire (CMI) sont très importants pour la physique magnétosphérique et ionosphérique.

Le CMI est un champ faible, sa valeur près de la terre est comprise entre 1 à 30 nT, avec une valeur moyenne de ~ 6 nT. Il est représenté par un vecteur de trois composantes directionnelles ; les directions B_x et B_y sont parallèles à l'écliptique, la troisième composante B_z est perpendiculaire à l'écliptique. Il est créé par les ondes et par les autres perturbations du vent solaire. Quand les directions du CMI et des lignes de champ géomagnétique sont opposées ou antiparallèles, ils peuvent converger ou se reconnecter et permettre ainsi un transfert d'énergie du vent solaire vers la magnétosphère. Le plus fort couplage – avec les effets magnétosphériques les plus forts – se forme quand la direction de la composante B_z est vers le sud.

1.3 L'ACTIVITE GEOMAGNETIQUE

Comme nous venons de le voir, l'activité géomagnétique est relative aux phénomènes d'environnement Soleil-Terre. L'indice généralement utilisé pour quantifier cette activité est le K_p (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>): la valeur moyenne du niveau des perturbations pour les deux composantes de champ horizontales, est observée par 13 stations sub-aurorales. Pour les basses activités magnétiques, $K_p \leq 1.7$; pour les cas moyens, $2.0 \leq K_p \leq 3.3$; et pour les activités magnétiques relativement fortes, $K_p \geq 3.3$.

Un autre indice utilisé est le Dst (Disturbance Storm Time) qui est équivalent à l'indice de perturbation magnétique équatorial. C'est un indice d'activité magnétique obtenu par un réseau d'observatoires géomagnétiques près de l'équateur, qui mesurent globalement l'intensité de l'électrojet équatorial. Cet indice montre l'effet de l'anneau de courant équatorial qui est situé à haute-altitude et qui est dirigé vers l'ouest. Les données sont disponibles sur le site serveur "Space Physics Interactive Data Resource" (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>).

F10.7 est le flux radio émis par le soleil à la longueur d'onde de 10.7 cm. Le flux radio est un indicateur basique de l'activité solaire parce qu'il suit le changement du rayonnement ultraviolet solaire qui a une influence sur la haute atmosphère terrestre et sur l'ionosphère. Ces valeurs peuvent varier de 50 s.f.u. (solar flux units) à 300 s.f.u. Des valeurs supérieures à 200 s.f.u se trouvent typiquement pendant des pics de cycles solaires.

1.4 LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU CET

Le CET (Contenu Electronique Total) ou TEC en anglais est donné par l'intégration de la densité électronique N_e entre un récepteur et une station au sol (voir Figure I-3).

$$TEC = \int_{path} N_e(s) ds \quad (I-3)$$

Cette intégration représente le nombre total d'électrons contenus dans un cylindre de section transversale de 1 m^2 et qui se trouvent entre le satellite et la station. L'unité est l'UCET qui est égale à 10^{16} électrons/ m^2 .

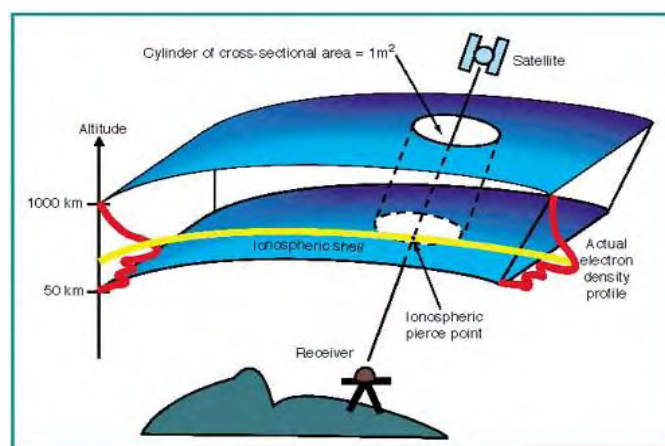


Figure I- 3: Schéma de calcul du CET entre un satellite et un récepteur au sol.

Le CET est un paramètre important dans la structure de la densité électronique ionosphérique globale. Il est fonction de la géographie, de la saison, des variations ionosphériques journalières, de l'activité géomagnétique, des radiations solaires et des processus de transport de particules (électronique et ionique) d'une région à l'autre.

Il y a deux types de CET:

- 1) Le CET oblique quand la trajectoire de l'onde (de l'émetteur au récepteur) forme un angle oblique avec la direction radiale de l'émetteur à partir du centre de la Terre
- 2) Le CET vertical (VCET) quand la valeur du CET est obtenue verticalement au-dessus de l'émetteur ; il est alors donné par l'équation:

$$VCET = k \times CET \quad (I-4)$$

où k est le coefficient de correction entre le CET vertical et le CET oblique.

1.4.1 Variation journalière du CET

En général, les variations du CET vont de 1 UCET à 100 UCET. La variation de CET dépendant fortement de l'activité solaire relativement à l'activité géomagnétique (Geonhwa Jee et al., 2004). La valeur de CET pour $F10.7 \geq 120$ ($F10.7$ est l'indice d'activité solaire) est beaucoup plus élevée que pour $F10.7 < 120$. Cette variation est indépendante du temps local et des saisons. Pendant une période avec les fortes d'activité géomagnétique, lorsque $F10.7 < 120$, les valeurs du CET augmentent sensiblement à basse-latitude, l'anomalie équatoriale devient plus large sous l'influence de l'activité magnétique. Mais ce phénomène n'est pas très évident lorsque $F10.7 \geq 120$.

Codrescu et al. (1999) ont étudié les données CET du satellite TOPEX de 1992 à 1996 et ont trouvé un taux d'augmentation du CET le matin qui est toujours identique. Il est indépendant du niveau d'activité magnétique, car le flux solaire EUV est seul responsable de cette augmentation.

L'écart-type du CET est normalement compris entre 30% à 40%, mais peut atteindre parfois plus de 50%. La variation maximale se situe au maximum de l'anomalie équatoriale. Lorsque $F10.7 \geq 120$, les variations du CET sont plus élevées que lorsque $F10.7 < 120$.

Les valeurs données dans la Table I-1 montre que la variation journalière du CET présente un maximum vers 12.30 CST (China Standard Time) et un minimum vers 04.30 CST (Goodwin et al., 1995). On vérifie cette conclusion avec le modèle IRI2001 (International Reference Ionosphere, voir § 2.2.3) dans la Table I-1.

Temps local	CET de modèle IRI2001	Temps local	CET de modèle IRI2001	Temps local	CET de modèle IRI2001
0 :00	14.3	9 :00	41.7	18 :00	35.4
1 :00	12.4	10 :00	47.2	19 :00	32.9
2 :00	10.3	11 :00	49.5	20 :00	30.6
3 :00	7.9	12 :00	50.0	21 :00	26.5
4 :00	6.1	13 :00	50.5	22 :00	21.5
5 :00	6.6	14 :00	51.3	23 :00	17.2
6 :00	10.8	15 :00	50.4	24 :00	14.3
7 :00	19.9	16 :00	46.1		
8 :00	31.5	17 :00	40.1		

Table I-1: Variation journalière du CET et du modèle IRI2001 le 06 Février 2001 à la position géographique: latitude 30°N, longitude 150°E.

Le CET est aussi fonction du cycle des tâches solaires. Une période active du cycle s'accompagne d'un accroissement du CET ; au contraire, une période calme s'accompagne d'une diminution du CET (Goodwin et al.,1995).

1.4.2 Variation saisonnière du CET

Lorsque $F10.7 < 120$, Codrescu et al. (1999) ont trouvé que les variations du CET, à basse latitude, en fonction du temps local magnétique sont pareilles pour toutes les saisons : valeur minimale avant le lever de soleil, accroissement rapide vers le pic du début d'après midi, et amortissement lent pendant la nuit. Ils ont montré qu'à l'équinoxe, les valeurs du CET dans la région d'anomalie équatoriale sont plus élevées que pendant l'hiver et l'été. A moyenne latitude, la valeur minimale du CET apparaît la nuit en l'hiver (5 - 10 UCET), la valeur minimale pour l'été est 10 - 15 UCET. Lorsque $F10.7 \geq 120$, la valeur minimale du CET apparaît aussi la nuit en hiver, et elle est un peu plus élevée que lorsque $F10.7 < 120$ (Geonhwa et al., 2004).

A l'équinoxe, les valeurs du CET sont presque symétriques par rapport à l'équateur magnétique, mais ils sont asymétriques aux solstices (Geonhwa et al., 2004).

A basse latitude, les valeurs diurnes du CET au solstice d'hiver sont plus élevées que celles du solstice d'été, mais les valeurs de nuit sont semblables pour les deux saisons (Geonhwa et al., 2004).

1.4.3 Les effets de l'activité géomagnétique

Les effets des orages géomagnétiques sur l'ionosphère sont significatifs, mais ces effets sur le CET sont très petits. Jakowski et al. (1998) montre que pendant l'orage géomagnétique du 10 Janvier 1997, les valeurs de CET sont élevées mais qu'elles ne dépassent pas 200 UCET.

A moyenne latitude, on a rarement observé de diminution du CET due à l'accroissement de l'activité magnétique (Codrescu et al., 1999). Cependant, Danivol et Lastovicka (2001) ont décrit des perturbations négatives pour certains secteurs de temps local dans des cas d'activité géomagnétique élevée : 0900 TLM (temps locale magnétique) pour les solstices (Juin et Décembre) et 1500 MLT pour l'équinoxe.

1.4.4 Les Variations longitudinales du CET

La variation du CET est fortement fonction de la longitude à cause de la déclinaison magnétique. Dans le secteur Pacifique (150-280°E), la déclinaison est positive et relativement large, les valeurs du CET sont notablement différentes des deux autres secteurs : Atlantique (280-30°E) et Indien (30-150°E). (Geonhwa et al., 2004).

A minuit, la variation longitudinale du CET est bien fonction de la variation longitudinale de la déclinaison magnétique aux solstices et aux équinoxes; à midi, la variation longitudinale du CET a une variation opposée par rapport à minuit, à cause des différentes directions du vent neutre zonal aux différents temps locaux. A midi, le vent zonal est vers l'ouest dans l'hémisphère sud, quand il y a une déclinaison négative, ces vents poussent l'ionosphère vers le haut et le CET augmente, au contraire, s'il y a une déclinaison positive, ces vent poussent l'ionosphère vers le bas et le CET décroît. Mais à minuit, le vent zonal est vers l'est dans hémisphère sud, ce

qui cause une variation opposée du CET par rapport aux cas de midi, décroissance du CET pour une déclinaison négative et augmentation du CET pour une déclinaison positive (Geonhwa et al., 2004).

Autour de la longitude 250° E où la déclinaison est plus large, au solstice d'hiver et aux équinoxes ($F_{10.7} > 150$) les valeurs de CET à minuit sont plus larges que celles à midi.

Il y a un changement considérable de corrélation entre la variation longitudinale du CET et la déclinaison magnétique quand on passe du jour à la nuit. Les variations longitudinales du CET changent avec les temps locaux, particulièrement au solstice en Décembre (Geonhwa et al., 2004).

1.5 LES PERTURBATIONS IONOSPHERIQUES EN RELATION AVEC LES SEISMES

Les effets séismo-électromagnétiques sont les perturbations électriques et magnétiques causées par les activités géophysiques naturelles. Il comprennent : les émissions électromagnétiques dans une large bande de fréquence, les perturbations ionosphériques, les anomalies de propagation des signaux TBF, etc..

1.5.1 Les perturbations observées dans l'ionosphère

Concernant les perturbations ionosphériques, Pulinets (1998) a observé certaines variations séismo-ionosphériques. Les actions séismiques peuvent générer des variations positives ou négatives de la densité électronique, des variations de $h_p f_2$, de la température des électrons, de la composition des ions et des neutres. Des formations de couche E sporadique et de couche F diffuse peuvent apparaître. Les résultats principaux montrent que :

- les variations séismo-ionosphériques ne durent que 3 à 4 heures, elles ont lieu chaque jour jusqu'à 5 jours avant les séismes aux mêmes temps locaux. Elles sont différentes des variations observées lors des orages magnétiques qui ne durent que de 8 à 48 heures.
- les variations de densité électronique séismo-ionosphériques peuvent être négatives ou positives. Elles dépendent du temps local.

- les variations séismo-ionosphériques résultent d'une redistribution de la concentration des électrons avec l'altitude.
- des changements de composition des ions et des neutres peuvent accompagner les variations de concentration des électrons relatives à l'activité séismique.

1.5.2 Les observations relatives au CET

Concernant les effets co- et post séismiques, Calais et Minster (1998) ont montré des effets ionosphériques sur le CET après le séisme de Northridge (M=6.7) du 17 Janvier 1994. Des oscillations ionosphériques du CET après le séisme de Denali Park en Alaska (M=7.9) du 3 Novembre 2002 ont été mises en évidence par Ducic et al. (2003).

Concernant les effets pré-séismiques, Liu et al. (2001, 2002) ont étudié les variations de CET lors de trois séismes à Taiwan : Rei-Li le 17/07/1998, Chi-Chi le 20/09/1999, et Chia-Yi le 22/10/1999. Ils ont trouvé qu'il y a eu des réductions significatives de CET trois jours avant le séisme Rei-Li; trois jours et quatre jours avant le séisme Chi-Chi; un jour et trois jours avant le séisme Chia-Yi.

Liu et al. (2000) ont analysé les variations de foF₂ mesurées par un sondeur ionosphérique à Chung-Li et ils ont trouvé une décroissance de la densité électronique un, trois et quatre jours avant le séisme de Chi-Chi. Ils supposent que les perturbations de distribution de densité électronique avant le séisme sont principalement dues à la génération d'un champ électrique vertical dans la zone épiscopale séismique. Ce champ électrique peut pénétrer dans l'ionosphère et modifier la dynamique et la distribution de la densité électronique ionosphérique.

Liu et al. (2004) ont publié le résultat d'une analyse statistique sur 20 séismes (M ≥ 6.0) à Taiwan de Septembre 1999 à Décembre 2002 : il y a eu des anomalies pré-séismiques du CET jusqu'à 5 jours avant le choc pour 16 séismes.

1.5.3 Les mécanismes de génération des perturbations

Les phénomènes électromagnétiques en liaison avec l'activité séismique sont connus depuis longtemps (Milnes, 1890). Mais ce n'est qu'en 1982 que les études sur ce sujet vont prendre de l'ampleur suite aux deux papiers publiés par Gokhberg et al., et Warwick et al. Depuis un grand nombre d'articles, de papiers de revue, de

livres, et de monographies ont été publiés sur ce sujet. Ils concernent les observations de divers paramètres mesurés dans l'atmosphère et l'ionosphère en liaison avec l'activité sismique. Il y a aussi des papiers théoriques qui proposent des hypothèses et des modèles pouvant expliquer ces effets. Une troisième série de papiers est relative aux expériences actives pour essayer de simuler la pression des roches qui a lieu pendant la préparation d'un séisme. Par exemple, en France, Morat et al. (1989) ont trouvé un changement de résistivité des roches dans les piliers d'une carrière pendant que l'on déposait graduellement en surface des remblais provenant d'une autoroute en construction. Pour avoir une vue générale sur les effets séismo-électromagnétiques, on peut se référer aux articles de Parrot et Johnston (1989), Liperovsky et al. (1992), Parrot et Johnston (1993), Molchanov (1993), Hayakawa et Fujinawa (1994), Parrot (1995), Gokhberg et al. (1995), Johnston et Parrot (1998), Hayakawa (1999), Meloni et al. (2001), Hayakawa (2002), Hayakawa et Molchanov (2002), Uyeda et Park (2002), Pulinets et al. (2003), Hayakawa et al. (2004), Pulinets (2004), Pulinets et Boyarchuk (2004), Meloni et al. (2004), Tsai et Liu (2004) et aux références qui sont à l'intérieur.

Les hypothèses sur les mécanismes de génération de ces perturbations séismo-électromagnétiques qui peuvent être trouvées dans les papiers ci-dessus sont :

La propagation d'onde EM à partir du sol.

On a montré en laboratoire que les roches sous pression peuvent émettre des ondes EM à diverses fréquences. Mais si la zone principale d'émission est à l'épicentre, seules des ondes ULF peuvent apparaître à la surface terrestre car il y a une forte atténuation des ondes ELF et VLF. Ce mécanisme pour des émissions dans ces bandes de fréquence n'est plausible que si l'on considère une propagation dans un guide d'ondes (la faille) ou un changement de résistivité du sol à cause de la chaleur ou de la compression.

Les effets piezo-électriques et tribo-électriques

Sous contrainte, les roches peuvent relâcher des électrons libres et ces charges électriques peuvent apparaître à la surface terrestre, changer la conductivité atmosphérique, et produire un changement dans le courant de couplage

atmosphère-ionosphère comme cela se produit pendant les orages atmosphériques. Ces processus ont un fort lien avec les autres mécanismes ci-dessous.

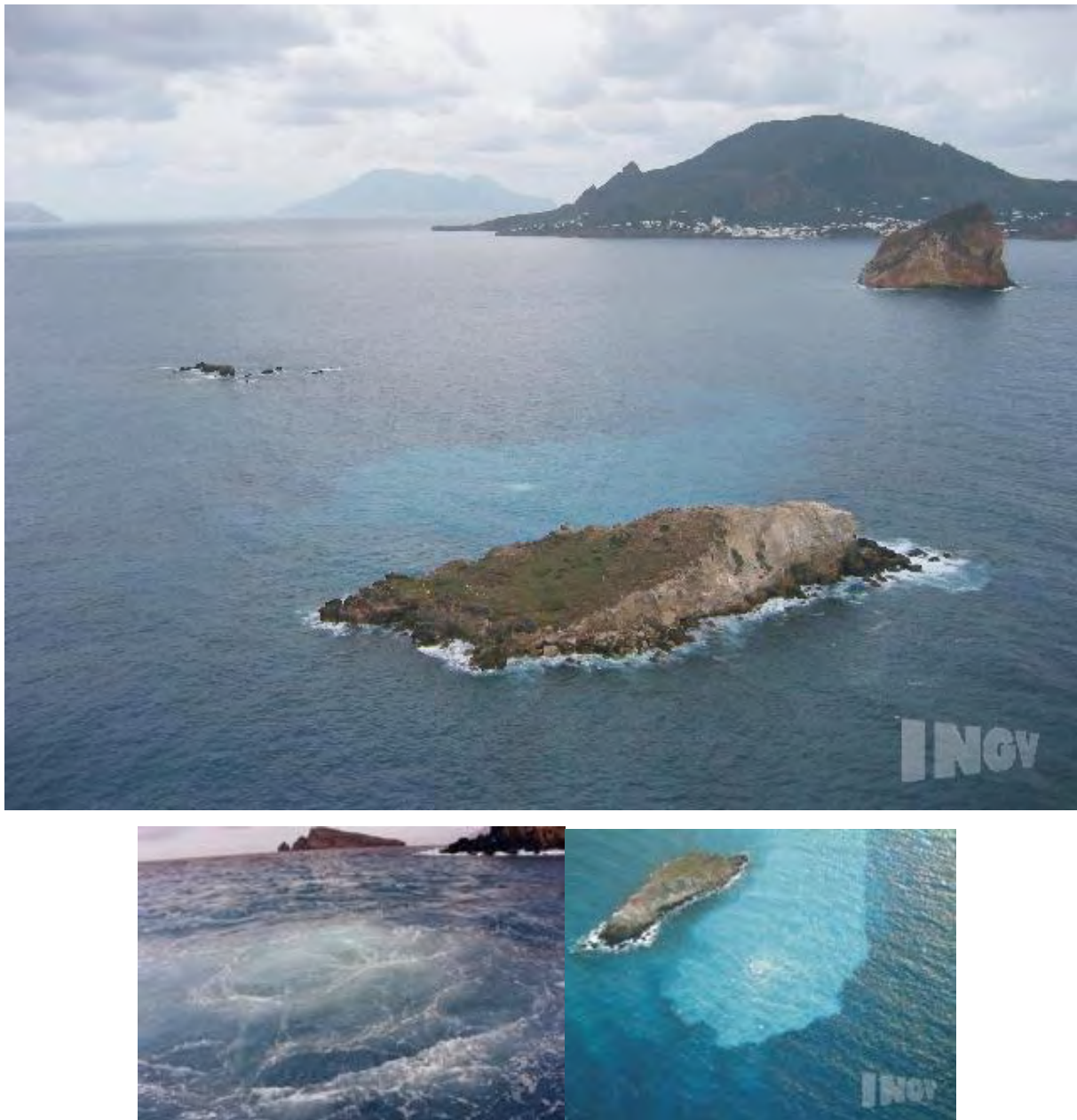


Figure I-4 : Exemple d'émission de gaz observée au large de l'Italie (de P.F. Biagi). L'île au premier plan fait environ 1km de longueur.

Les émissions d'aérosols (gaz radioactif ou ions métalliques)

La seule façon d'expliquer les perturbations électro-magnétiques observées lors de la préparation de séismes sous-marins est de considérer les émissions de gaz (voir Figure I- 4). Leur transport jusqu'aux couches ionosphériques est dû à la turbulence atmosphérique et au vent thermosphérique. Il y a un accroissement de la

conductivité atmosphérique, une pénétration d'un champ électrique et une accélération d'ions. Ce genre de phénomène peut déclencher des champs électriques anormaux, des instabilités de plasma et ainsi générer des ondes à diverses fréquences. Comme effet secondaire de ces deux derniers mécanismes, il peut y avoir un changement dans la propagation des ondes TBF, une interaction gyro-résonante avec les particules énergétiques des ceintures de radiation qui peuvent être précipiter et provoquer des ionisations additionnelles dans l'ionosphère.

Propagation d'onde acoustique-gravité

S'il est connu que des ondes acoustiques de gravité se propagent au moment d'un séisme comme dans le cas d'une explosion (Blanc, 1985) la production de ces ondes avant un séisme peut seulement résulter d'effets secondaires comme les émissions de gaz à partir du sol. Cet effet peut être important parce qu'en altitude l'amplitude de ces ondes augmente avec la diminution de la densité atmosphérique. Molchanov et al. (2001) a expliqué des variations de signaux TBF la nuit avant des séismes par des ondes acoustiques de gravité ayant des périodes de 10 mn à 2 heures. Ces ondes peuvent être aussi générées par des exhalaisons sporadiques de vapeur d'eau (Molchanov et al., 2002; Miyaki et al., 2002; Tronin, 2002).

2. RECHERCHE DES PERTURBATIONS DU CET EN FONCTION DE L'ACTIVITE SEISMIQUE

Pour mieux comprendre mieux ces phénomènes liés à l'activité sismique, on va chercher à prouver statistiquement leurs existences dans l'ionosphère. Cela va concerner le principal travail de cette thèse.

Dans un premier temps, dans le cadre de la préparation à DEMETER, on cherche des perturbations dues à l'activité sismique avec le paramètre CET qui peut être calculer avec les données ionosphériques recueillies par le système DORIS installé sur plusieurs satellites (Spot2, Spot4, Spot5, Topex-Poseidon, et Jason). Avec les informations de CET et les informations sismiques, on fait une statistique avec la méthode des époques superposées pour représenter les perturbations en fonction de la distance et du temps relativement aux séismes.

2.1 LE SYSTEME DORIS

Le système DORIS (Détermination d'Orbite et Radio positionnement Intégrés par Satellite) est un système radioélectrique pour déterminer précisément les orbites et les localisation des stations au sol. Il se compose des éléments suivants :

- ◆ Un réseau de stations émettrices permanentes réparties à la surface de la Terre.
- ◆ Des récepteurs installés à bord de plusieurs satellites (actuellement SPOT 2, SPOT 4, SPOT 5, Topex-Poséidon, Jason 1 et Envisat ; dans les années à venir Cryosat et Jason 2),
- ◆ Des stations de localisation.
- ◆ Et un centre de réception et de traitement des données recueillies par les récepteurs embarqués.

La système Doris est basé principalement sur l'effet Doppler qui existe lorsqu' un émetteur et un récepteur sont en mouvement l'un part rapport à l'autre. Pour le système Doris, les récepteurs sont embarqués sur les satellites et les émetteurs sont les balises au sol. Les récepteurs effectuent des mesures de décalage Doppler sur les deux fréquences - environ 400 MHz et 2 GHz. Une mesure bi-fréquence est nécessaire pour réduire les erreurs à cause de la propagation du signal à travers l'ionosphère.

aux différentes stations qui sont en visibilité du satellite quand il se déplace sur son orbite.

2.2 CALCUL DE L'ESTIMATION DU CET

On cherche des corrélations entre l'activité sismique et des perturbations du CET vertical au-dessus des zones sismiques. Dans la plupart des cas nous avons seulement accès à des valeurs 'obliques' du CET car il est calculé entre une station et un satellite qui ne passe pas toujours à la verticale de cette station. Dans ce chapitre, on va d'abord présenter la façon de calculer le CET vertical et de valider ces estimations.

2.2.1 Calcul des latitudes des points sub-ionosphériques

Grâce à la relation géophysique entre l'élévation, le site et la distance entre le satellite et la station au sol, on peut calculer les coordonnées (latitudes et longitudes) de la trace du satellite en chaque point de mesure (voir Figure I-6).

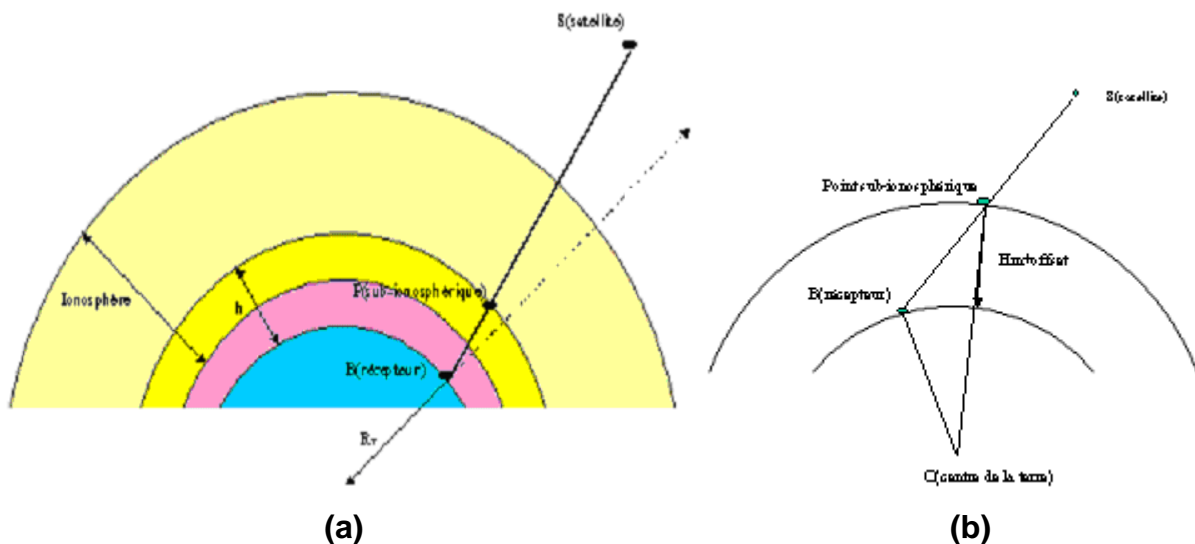


Figure I- 6(a, b) : Schéma illustrant la mesure de la distance épacentrale

On calcule les positions (x, y, z) des stations, des séismes et des satellites de la même façon:

$$x = R_T * \cos(\text{latitude}) * \sin(\text{longitude}) \quad (\text{I-5})$$

$$y = R_T \cdot \cos(\text{latitude}) \cdot \cos(\text{longitude}) \quad (\text{I-6})$$

$$z = R_T \cdot \sin(\text{latitude}) \quad (\text{I-7})$$

où R_T est le rayon terrestre.

$$\|\vec{OB}\|^2 = x_{beac}^2 + y_{beac}^2 + z_{beac}^2 \quad (\text{I-8})$$

$$\|\vec{BS}\|^2 = (x_{sat} - x_{beac})^2 + (y_{sat} - y_{beac})^2 + (z_{sat} - z_{beac})^2 \quad (\text{I-9})$$

x_{beac} : x coordonnée des stations.

y_{beac} : y coordonnée des stations.

z_{beac} : z coordonnée des stations.

x_{sat} : x coordonnée des satellites.

y_{sat} : y coordonnée des satellites.

z_{sat} : z coordonnée des satellites.

$$\begin{aligned} \vec{OB} \cdot \vec{BS} &= (x_{sat} - x_{beac}) \cdot x_{beac} + (y_{sat} - y_{beac}) \cdot y_{beac} + (z_{sat} - z_{beac}) \cdot z_{beac} \\ Aux &= (\vec{OB} \cdot \vec{BS})^2 + \|\vec{BS}\|^2 \cdot (r^2 - \|\vec{OB}\|^2) \end{aligned} \quad (\text{I-10})$$

$$\text{si } \vec{OB} \cdot \vec{BS} \geq 0, \alpha = \frac{\sqrt{Aux} - \vec{OB} \cdot \vec{BS}}{\|\vec{BS}\|^2} \quad (\text{I-11})$$

$$\text{si } \vec{OB} \cdot \vec{BS} < 0, \alpha = \frac{\sqrt{Aux} + \vec{OB} \cdot \vec{BS}}{\|\vec{BS}\|^2} \quad (\text{I-12})$$

α est un coefficient qui permet de calculer le position du point sub-ionosphérique entre la station et le satellite:

$$\alpha = BP/BS \quad (\text{I-13})$$

r est la distance entre le point sub-ionosphérique et le centre de la Terre, qui est donnée par la formule suivante:

$$r = R_T + h_m + \text{offset} \quad (\text{I-14})$$

où h_m est l'altitude du point sub-ionosphérique (i.e. 300 km, c'est l'altitude d'ionisation maximale). On considère que c'est à cet endroit que le CET acquiert sa

contribution la plus importante. La verticale donne donc la position du CET estimé. La valeur de l'offset permet d'ajuster les calculs ; elle est fixée à 50 km.

Grâce à l'équation I-13, on peut connaître la distance entre la station et le point sub-ionosphérique "BP". Après, on utilise en sens inverse les équations I-5, I-6, et I-7 pour déterminer les latitudes des points sub-ionosphériques.

La Figure I-7 monte les positions respectives de la station MTJB, du satellite, et des points sub-ionosphériques correspondants pendant une visibilité le 1 janvier 2001.

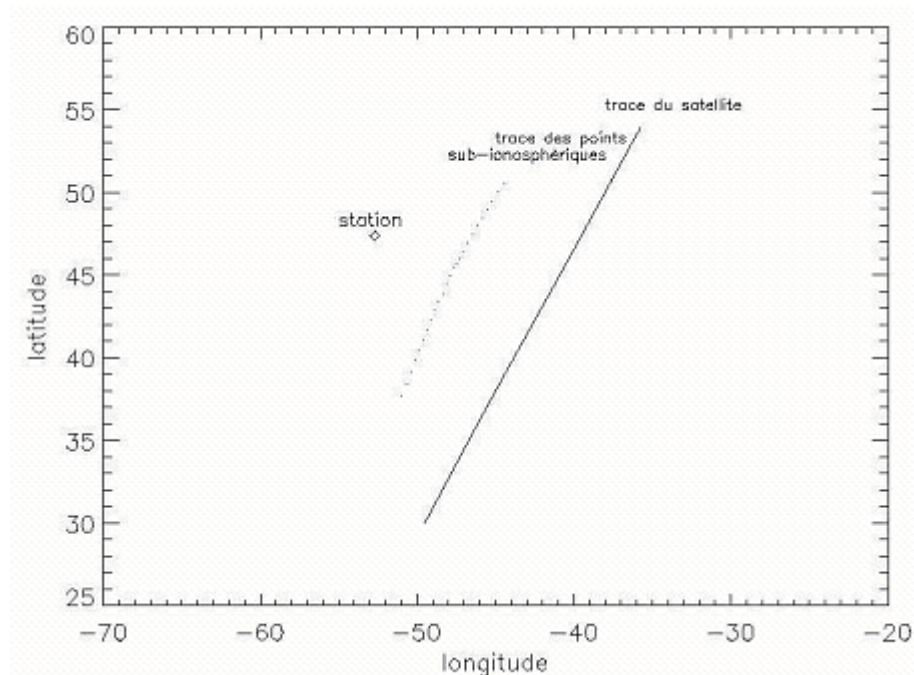


Figure I- 7 : Position des points sub-ionosphériques et du satellite SPOT2 pour la station MTJB de 00 :07 :59 à 00 :15 :39 UT le 1 janvier 2001.

2.2.2 Calcul du CET

Nous avons utilisé la méthode de Fleury et al. (1991) où le CET est calculé par l'équation suivante :

$$mes(i) = c_i (k_i VTEC(i) - k_{(i+1)} VTEC(i+1)) \quad (I-15)$$

où i correspond à la $i^{ème}$ mesure, $mes(i)$ sont les corrections ionosphériques (données mesurées de DORIS exprimées en m/s), $VTEC(i)$ est la valeur du CET vertical au point sub-ionosphérique pour chaque mesure pendant une période de

couplage, c_i est un coefficient qui lie les données de Doris et les valeurs de CET. Ce paramètre est donné par :

$$c_i = \frac{ac}{dt_i \cdot F^2} \quad (\text{I-16})$$

avec $a = 40.22 / c$ en $m^2 / (\text{électrons})$

c : vitesse de la lumière

dt_i : durée de couplage (la durée de couplage n'est pas fixe sur un passage de satellite, entre 7s à 20s).

F : fréquence d'émission

k_i : est le coefficient de correction entre le CET vertical et le CET oblique pour les points sub-ionosphériques à chaque mesure pendant une période de couplage. Il est donné par la formule suivante:

$$k_i(r, E_i) = \frac{r}{\sqrt{r^2 - (R_r \cos(E_i))^2}} \quad (\text{I-17})$$

où E_i est l'angle d'élévation du satellite par rapport à la station.

Dans l'équation I-15, les paramètres k , c , et mes sont connus ou mesurés, et les paramètres inconnus sont $VCET(i)$ et $VCET(i+1)$ pour chaque i . Il manque donc une équation pour résoudre le système d'équations I-15.

Comme pour un temps local donné la valeur du CET est principalement déterminé par la latitude, on suppose ici que le CET n'est pas fonction de la longitude. Dans ce cas, on prend un modèle de CET qui est un polynôme de régression de degré N qui est fonction uniquement de la latitude. Différents tests ont montré qu'un polynôme de degré 5 était suffisant pour approximer les valeurs de CET.

La formule du CET en fonction de la latitude définie comme un polynôme de degré 5 s'écrit sous la forme :

$$TEC(i) = a_0 + a_1 \text{lat}(i) + a_2 \text{lat}(i)^2 + a_3 \text{lat}(i)^3 + a_4 \text{lat}(i)^4 + a_5 \text{lat}(i)^5 \quad (\text{I-18})$$

où i correspond à la $i^{\text{ème}}$ mesure. Les coefficients a_i du polynôme sont les inconnues à déterminer. En introduisant ce modèle dans l'équation I-15, on obtient:

$$\begin{aligned} mes(i) = c_1 (& \text{I}_i - k_{i+1} \text{I}_{i+1} \text{I}_0 + \text{I}_i \text{lat}(i) - k_{i+1} \text{lat}(i+1) \text{I}_1 + \text{I}_i \text{lat}(i)^2 - k_{i+1} \text{lat}(i+1)^2 \text{I}_2 \\ & + \text{I}_i \text{lat}(i)^3 - k_{i+1} \text{lat}(i+1)^3 \text{I}_3 + \text{I}_i \text{lat}(i)^4 - k_{i+1} \text{lat}(i+1)^4 \text{I}_4 \\ & + \text{I}_i \text{lat}(i)^5 - k_{i+1} \text{lat}(i+1)^5 \text{I}_5) \end{aligned} \quad (\text{I-19})$$

où $lat(i)$ sont les latitudes des point sub-ionosphériques pour chaque mesure pendant une période de couplage.

Le vecteur $Mes = \begin{bmatrix} mes(1) \\ mes(i) \\ \dots \\ mes(n) \end{bmatrix}$ est le vecteur des données de Doris,

et $A = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \\ a_5 \end{bmatrix}$ est le vecteur des coefficients du polynôme (inconnu),

On peut définir une matrice B de taille 6 dont les éléments sont :

$$\begin{aligned} B_{i1} &= c_i [lat(i) - k_{i+1}] \\ B_{i2} &= c_i [lat(i) - k_{i+1} lat(i+1)] \\ B_{i3} &= c_i [lat(i)^2 - k_{i+1} lat(i+1)^2] \\ B_{i4} &= c_i [lat(i)^3 - k_{i+1} lat(i+1)^3] \\ B_{i5} &= c_i [lat(i)^4 - k_{i+1} lat(i+1)^4] \\ B_{i6} &= c_i [lat(i)^5 - k_{i+1} lat(i+1)^5] \end{aligned} \quad (I-20)$$

L'indice i correspondant à la $i^{ème}$ mesure. On peut donc écrire la relation I-19 sous la forme matricielle suivante:

$$Mes = B A \quad (I-21)$$

où B est connu. Donc il ne nous reste qu'à déterminer le vecteur A en résolvant le système d'équations I-21 qui est sur-déterminé par une méthode de moindres carrés. Une fois qu'il est obtenu, on peut calculer le CET avec l'équation I-18 pour chaque point de mesure.

2.2.3 Résultats des estimations du CET

Les résultats obtenus sont comparés avec le modèle IRI (International Reference Ionosphere). L'IRI est un projet international qui produit un modèle standard empirique ionosphérique, en utilisant toutes les sources de données disponibles. Pour une location, un temps et une date connus, l'IRI donne les valeurs de densité électronique, température électronique, température d'ions et de

composition d'ions pour des altitudes comprises entre environ 50 km et 2000 km. L'IRI donne aussi les valeurs de CET. Toutes ces valeurs sont des valeurs moyennes dans l'ionosphère de moyennes et basses latitudes et pour différentes conditions de l'activité magnétique (site de International Reference Ionosphere : <http://modelweb.gsfc.nasa.gov/ionos/iri.html>).

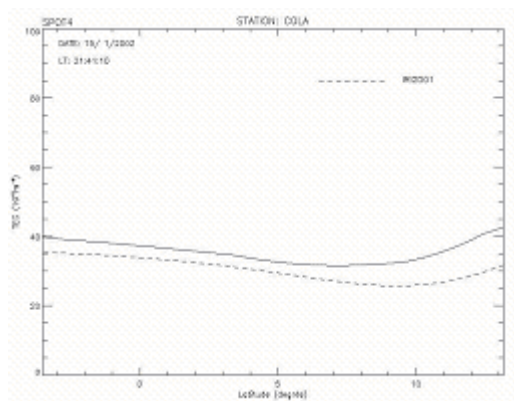


Figure I-8(a)

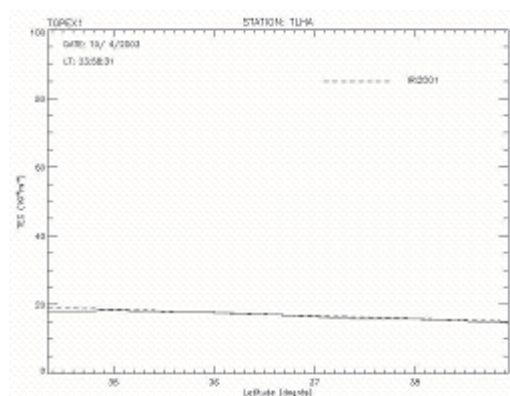


Figure I-8(b)

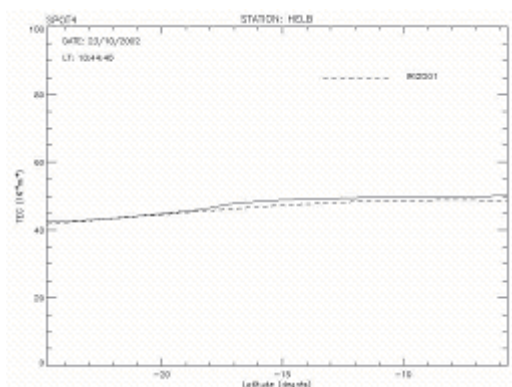


Figure I-8(c)

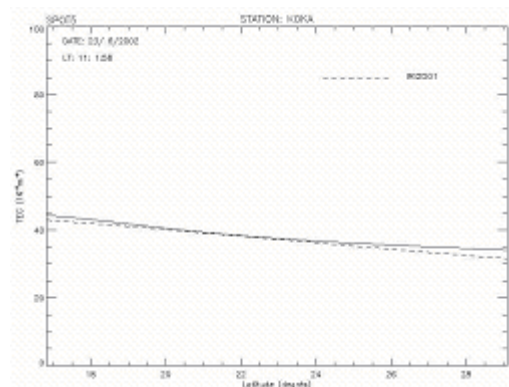


Figure I-8(d)

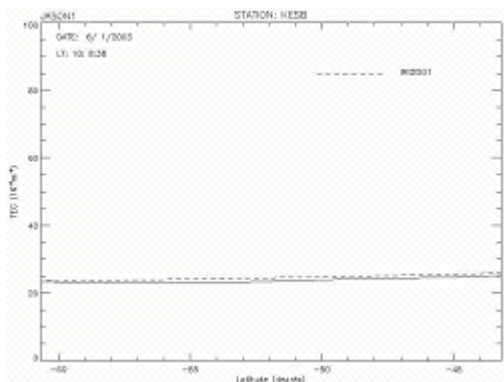


Figure I-8(e)

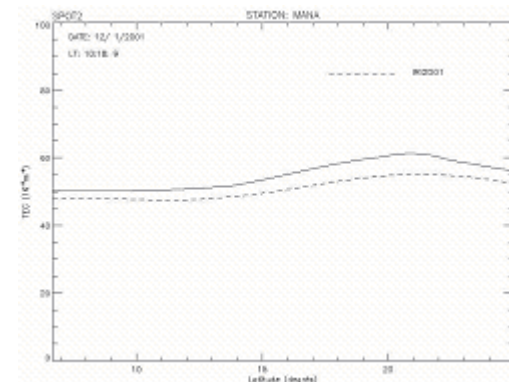


Figure I-8(f)

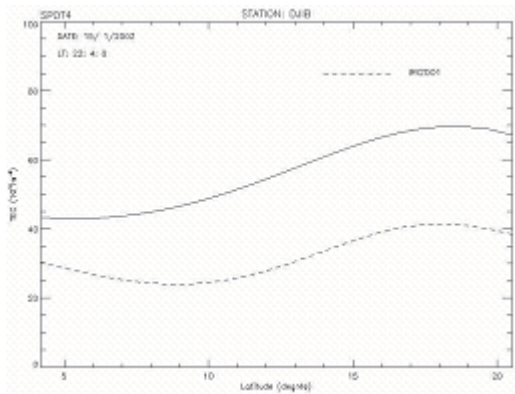


Figure I-8(g)

Figure I-8 : Comparaisons entre les CET estimés et les CET du modèle IRI2001.

La Figure I-8(a-g) montre le comparaison entre le CET estimé et le CET du modèle IRI2001 pour différents satellites et différentes stations. Les valeurs de CET sont représentées en fonction de la latitude, les lignes continues représentent les CET d'estimation, et les lignes tiretées représentent les CET du modèle IRI2001.

Pour les 6 exemples des panneaux (a-f) de la Figure I-8, il y avait un bon accord entre les CET estimés et ceux du modèle IRI2001. Il existe aussi certains cas où ces deux valeurs ne sont pas bien identiques, mais les tendances de variation sont généralement bien identiques (voir Figure I-8(g)). On va donc utiliser cette méthode dans le paragraphe suivant pour l'étude statistique.

2.3 ETUDE STATISTIQUE DES VARIATIONS DU CET

Pour la statistique, on recueille d'abord les données du système DORIS qui correspondent à notre demande de magnitude, de distance entre la station et l'épicentre, de décalage en temps. Après, avec toutes ces données, on fait une statistique par la méthode des époques superposées en utilisant aussi les valeurs du modèle IRI2001. On présente les résultats selon deux façons différentes : en fonction du temps et de la latitude géomagnétique, en fonction du temps et du temps local.

2.3.1 Les données sismiques

On utilise les données des séismes qui se trouvent à l'adresse http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html (serveur du NEIC: National

Earthquake Information Center et de l'USGS : United State Geological Survey). On utilise les informations sismiques suivantes : date, heure TU, latitude, longitude, magnitude et profondeur.

On choisit les séismes se produisant dans la période du 1^{ère} janvier 2001 au 30 avril 2004 avec les conditions suivantes :

- La magnitude $M_s > 5.0$, car cette valeur minimum a été donnée par Pulinets et al. (2004) qui montre que $M \sim 5$ est la magnitude critique pour détecter des précurseurs sismiques ionosphériques.
- La distance entre épicentre-station < 400 km. C'est en accord avec la formule empirique donnée par Dobrovolsky et al. (1979) concernant le rayon de la zone de préparation sismique. Comme cette distance est négligeable par rapport à la circonférence terrestre, on suppose que cette distance est linéaire entre les deux points:

$$distance = \sqrt{(x_{station} - x_{séisme})^2 + (y_{station} - y_{séisme})^2 + (z_{station} - z_{séisme})^2}$$

(I-22)

Avec ces deux conditions, il y a 17 stations Doris qui vont être considérées dans notre travail statistique. Leurs locations sont données dans la Figure I-9, et la Table I-3 donne les nombres des séismes pour chaque station.



Figure I- 9: Carte des stations DORIS utilisées dans la statistique.

DORIS Station	Number	DORIS Station	Number	DORIS Station	Number
AREB	28	AMSB	10	ASDB	2
CICB	24	DIOA	23	EASB	13
FAIB	13	FUTB	51	GOMB	2
MANA	22	MARB	4	NOUB	5
MORB	13	REYB	4	SANB	71
TRIB	3	SAKA	15		

Table I- 3: Nombres de tremblements de terre pour chaque station DORIS.

Au total, il y a 303 tremblements de terre correspondants aux conditions si on considère les données CET pour les 5 satellites : Jason1, Spot2, Spot4, Spot5, Topex1. Pour un même séisme on n'aura des données que d'une seule station mais on peut avoir des données de plusieurs satellites. Pour observer les perturbations de CET au-dessus des épicentres, on prend les données 8 jours avant le choc et 3 jours après le choc.

2.3.2 La méthode statistique

On utilise la méthode des époques superposées où toutes les occurrences des séismes sont mises à un temps identique. La base de données est organisée suivant trois paramètres :

- 1) La différence de temps entre le séisme et la période de mesure: on fixe le temps du séisme à 0, et le temps de mesure est comparé avec celui du séisme, les différences vont de -8 jours à +3 jours ; on sépare chaque jour en 3 parties, c'est-à-dire que l'on prend des intervalles de temps de 8 heures.
- 2) Le latitude invariante : entre 0 à 60 degrés avec des pas de 10 degrés (il y a peu de séismes aux latitudes invariantes hautes).
- 3) Le temps local des mesures qui est séparé en 4 périodes suivant la fluctuation typique du CET pendant une journée (voir Figure I-10) :

la nuit : 20:00-6:00

le matin : 6:00-10:00

autour de midi :10:00-15:00

la fin d'après-midi : 15:00-20:00

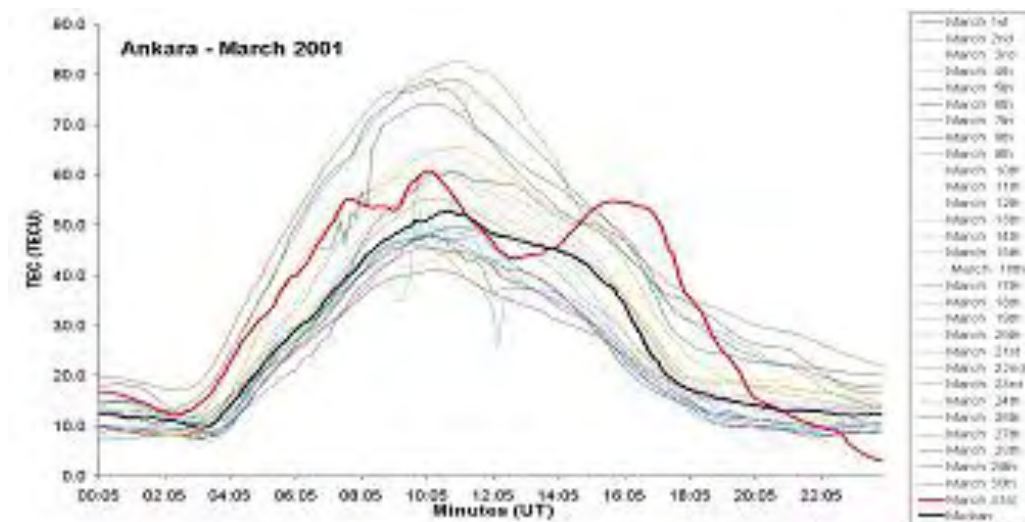


Figure I-10: Variation du CET en fonction du temps à Ankara pour tous les jours de Mars 2001 (la courbe rouge présente une forte perturbation provoquée par un orage magnétique) (Lj.R. Cander).

2.3.3 Les résultats de la statistique

Ainsi les données de notre base sont rangées dans 33x6x4 cellules. Ces données de CET sont moyennées dans chaque cellule. Un traitement identique est effectué avec les données du modèle IRI2001 et les résultats sont présentés dans les différents panneaux de la Figure I-11.

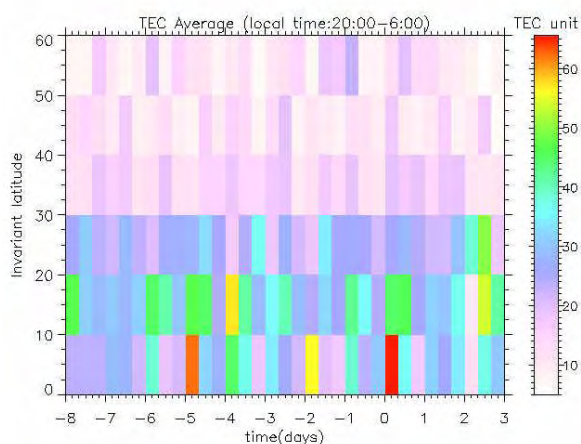


Figure I-11(a)

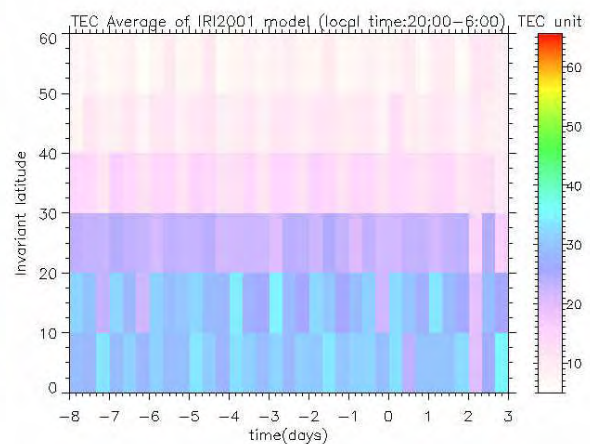


Figure I-11(b)

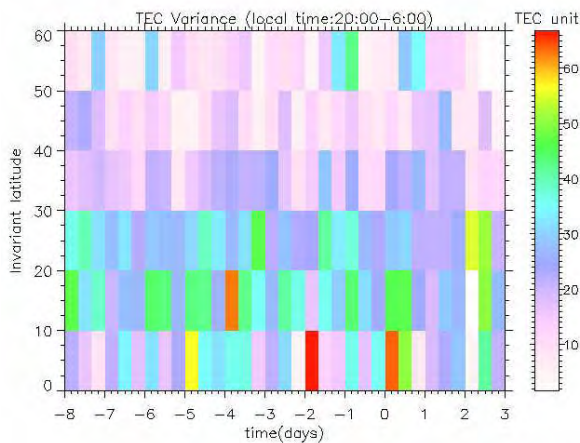


Figure I-11(c)

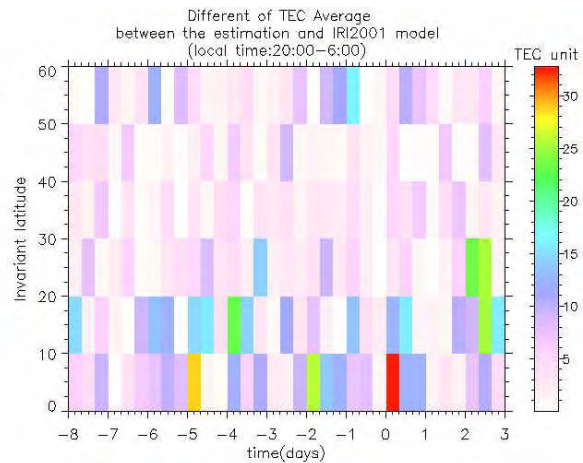


Figure I-11(d)

Figure I-11: Exemples des résultats statistiques de nuit (20:00 - 6:00) en fonction du temps et de la latitude invariante, (a): les valeurs moyennes du CET estimé, (b): les valeurs du CET données par le modèle IRI2001, (c): les variances du CET estimé, (d): les valeurs moyennes des différences entre les CET estimés et les CET IRI2001.

La Figure I-11(a) présente la moyenne des CET estimés en fonction du temps et de la latitude géomagnétique. Les données sont codées en couleur suivant l'échelle à droite. Ce panneau correspond à la nuit (20:00-6:00). La Figure I-11(b) présente avec la même échelle que la Figure I-11(a), des données similaires mais pour le CET donné par IRI2001. La Figure I-11(c) présente les variances correspondantes aux valeurs moyennes de la Figure I-11(a). Les différences entre les CET estimés et les CET IRI2001 sont présentées dans la Figure I-11(d). Les données des panneaux (a), (c) et (d) de la Figure I-11 montrent trois anomalies pour des latitudes géomagnétiques entre 0 et 10 degrés. La première juste après le choc peut être considérée comme les effets des ondes acoustiques de gravité (AGW en anglais) générées au moment du choc par un fort déplacement du sol. Ces effets peuvent être importants car l'amplitude des AGW augmente quand la densité atmosphérique décroît. La deuxième et la troisième anomalie sont relatives aux effets pré-séismiques car elles apparaissent 2 et 5 jours avant les séismes. Ces trois anomalies sont caractérisées par de grandes valeurs moyennes et par de grandes variances que l'on peut comparer aux données du modèle IRI2001 de la Figure I-11(b) où aucune variation n'est mise en évidence.

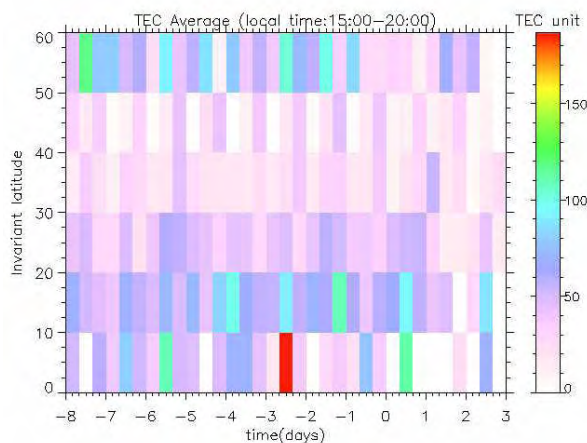


Figure I-12(a)

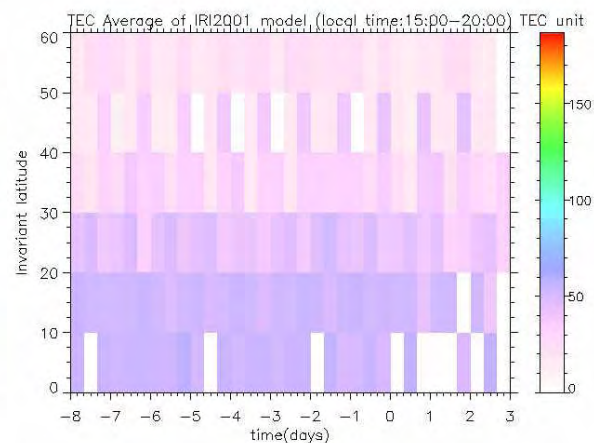


Figure I-12(b)

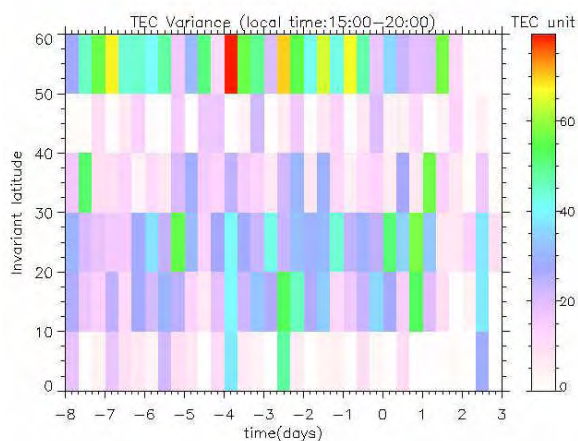


Figure I-12(c)

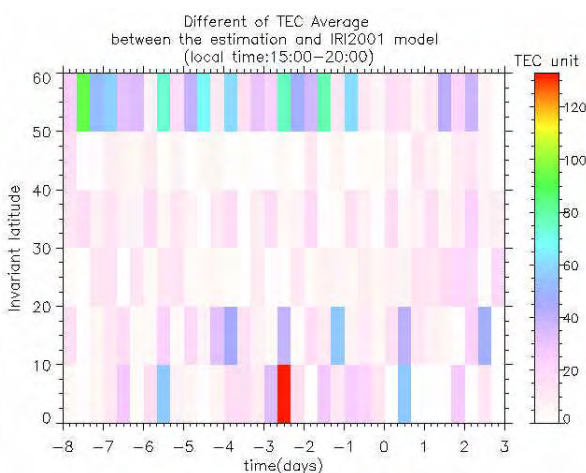


Figure I-12(d)

Figure I-12: Exemples des résultats statistiques pour la fin d'après-midi (15:00 - 20:00) en fonction du temps et de la latitude invariante, (a): les valeurs moyennes du CET estimées, (b): les valeurs du CET données par le modèle IRI2001, (c): les variances du CET estimé, (d): les valeurs moyennes des différences entre les CET estimés et les CET IRI2001.

La Figure I-12 est similaire à la Figure I-11 mais les panneaux correspondent maintenant au secteur de fin d'après-midi (15:00 – 20:00). On observe seulement une anomalie 2.5 jours avant les séismes pour des latitudes géomagnétiques inférieures à 10°. Les variations dans les panneaux I-12(a), I-12(c) et I-12(d) aux latitudes géomagnétiques supérieures à 50° sont dues au fait qu'il y a très peu d'événement.

La Figure I-13 présente d'une façon différente les plus importantes données montrées dans les Figures I-11 et I-12 pour des latitudes invariantes inférieures à

10°. La Figure I-13(a) présente les CET estimés moyens en fonction du temps (avant et après les séismes) et du temps local. Le caractère typique de la variation journalière du CET est observé dans les Figures I-13(a) et I-13(b) (I-13(b) est similaire à I-13(a) mais pour le CET IRI2001). Les valeurs de CET sont maximum dans le secteur de midi (10:00-15:00) comme il est prévu. Les anomalies observées dans les Figures I-11 et I-12 sont aussi détectées dans la Figure I-13(a) dans le secteur de fin d'après-midi (15:00-20:00) et dans le secteur de nuit (20:00-6:00).

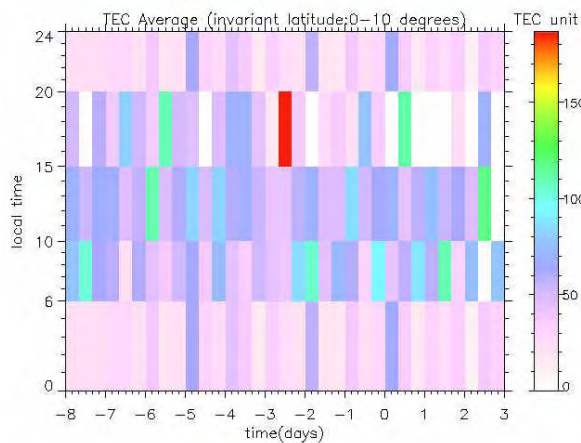


Figure I-13(a)

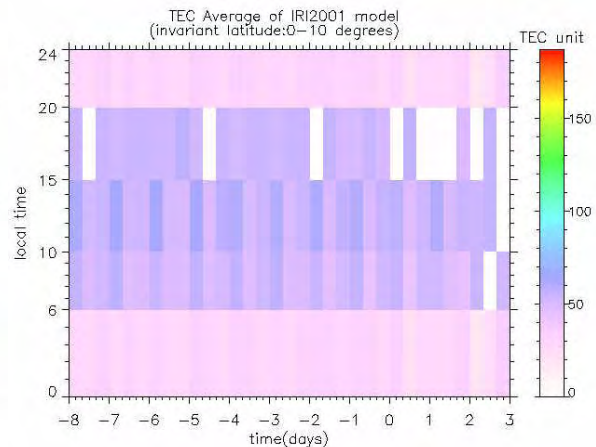


Figure I-13(b)

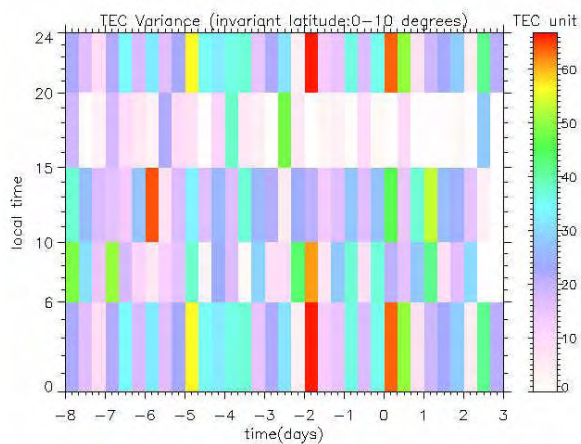


Figure I-13(c)

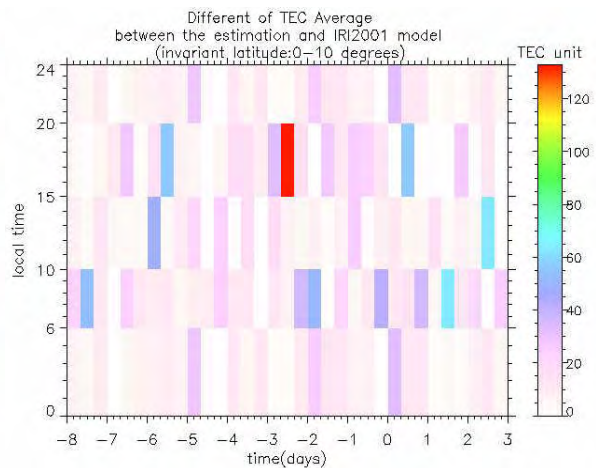


Figure I-13(d)

Figure I-13: Exemples des résultats statistiques dans la région équatoriale (latitude invariante entre 0° et 10°) en fonction du temps et du temps local, (a): les valeurs moyennes du CET estimé, (b): les valeurs du CET données par le modèle IRI2001, (c): les variances du CET estimé, (d): les valeurs moyennes des différences entre les CET estimés et les CET IRI2001.

La Figure I-13(c) présente les variances des valeurs moyennes du CET correspondant à la Figure I-13(a). Les différences entre les CET estimés et les CET IRI2001 sont montrées dans la Figure I-13(d).

2.3.4 Conclusions sur la statistique

Le calcul du CET à partir des fichiers Doris ionosphériques a montré que l'on avait un bon accord entre le CET estimé et le CET obtenu par le modèle IRI2001. Une étude statistique a été faite avec ces données de CET estimé pour détecter des variations dans l'ionosphère qui pourraient être dues à l'activité sismique. Les résultats montrent qu'il y a des perturbations du CET certains jours avant les séismes et juste après les séismes quand on est proche des épicentres. On n'observe pas de perturbations loin des séismes.

Ces deux variations sont bien en accord avec les travaux précédents. Ducic et al. (2003) ont présenté des variations de CET juste après des séismes importants. Dans notre travail, des variations de CET ont été trouvés 2, 2.5, et 5 jours avant les séismes, en fin d'après-midi et de nuit à des distances proches des séismes (latitude invariante entre 0° et 10°). Cela correspond aux résultats de Liu et al. (2004) qui ont observé des variations de CET entre 18:00 et 22:00 TL, 5 jours avant des séismes dans l'île de Taiwan. Avec un autre jeu de données, Pulinets (1998) a montré que des perturbations ionosphériques peuvent apparaître 5 jours avant les séismes.

2.4 LE TREMBLEMENT DE TERRE DE SUMATRA EN INDONESIE

2.4.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, on a fait une statistique pour mettre en évidence la variation du CET en fonction de l'activité sismique. Ici nous allons étudier un cas particulier. Le séisme de Sumatra en Indonésie est un séisme exceptionnellement puissant qui a eu lieu le 26 Décembre 2004 avec une magnitude de 9.0 dans l'Océan Indien. Le choc principal est à 00:58:51(TU), sa position est (3.251° , 95.799°), et sa profondeur est de 10 km. Ce séisme exceptionnel a été suivi de nombreuses répliques intenses pendant très longtemps. La Table I-4 et la Figure I-14 présentent

les temps et locations des répliques qui ont une magnitude plus large que 6.0 jusqu'à la fin de Février 2005. On va étudier les variations de CET observées par la station Doris 'CIBINONG' (CICB, latitude:-6.48°; longitude:106.85°) aux temps du séisme et de ses principales répliques. L'analyse a été faite en comparant la variation de l'intensité du CET observée par les divers satellites sur plusieurs mois autour de l'occurrence du séisme.

Year	Month	Day	Time(UT)	Latitude	Longitude	Magnitude	Average night	Average day	Kp-sum
							CET	CET	
2004	12	26	01:21:21	6.370	93.360	6.2	10.533	32.455	197
2004	12	26	02:22:01	8.860	92.500	6.0	10.533	32.455	197
2004	12	26	02:51:59	12.510	92.590	6.0	10.533	32.455	197
2004	12	26	03:08:42	13.810	92.870	6.1	10.533	32.455	197
2004	12	26	04:21:26	6.610	92.840	7.1	10.533	32.455	197
2004	12	26	09:20:11	8.550	92.470	6.6	10.533	32.455	197
2004	12	26	10:19:29	13.450	92.790	6.2	10.533	32.455	197
2004	12	26	11:05:00	13.540	92.880	6.2	10.533	32.455	197
2004	12	26	16:21:24	5.170	94.330	6.0	10.533	32.455	197
2004	12	26	19:19:55	2.610	94.020	6.1	10.533	32.455	197
2004	12	27	09:39:03	5.379	94.706	6.1	16.705	30.417	157
2004	12	27	10:05:01	4.790	95.170	6.4	16.705	30.417	157
2004	12	29	01:50:53	9.075	93.857	6.1	22.471	28.442	237
2004	12	29	05:56:50	8.781	93.218	6.2	22.471	28.442	237
2004	12	29	06:05:13	8.590	93.050	6.1	22.471	28.442	237
2004	12	31	02:24:01	7.130	92.563	6.2	6.232	34.201	143
2004	12	31	12:04:59	6.217	92.913	6.0	6.232	34.201	143
2005	1	1	06:25:44	5.045	92.259	6.6	19.434	50.562	250
2005	1	1	19:08:06	7.295	94.354	6.1	19.434	50.562	250
2005	1	2	15:36:03	6.250	92.470	6.3	17.394	26.116	353
2005	1	4	09:13:11	10.600	92.410	6.1	19.106	20.805	307
2005	1	4	19:13:47	10.668	92.396	6.1	19.106	20.805	307
2005	1	6	00:56:26	5.310	94.820	6.5	9.255	41.692	83
2005	1	9	22:12:53	4.975	95.132	6.1	7.211	19.682	73
2005	1	12	13:58:16	5.550	94.620	6.0	2.529	49.991	340
2005	1	24	04:16:48	7.375	93.453	6.3	8.243	38.228	180
2005	1	26	22:00:42	2.912	94.428	6.1	17.819	19.476	43
2005	1	27	17:40:46	8.170	94.140	6.0	4.402	19.164	40
2005	1	27	20:09:51	5.610	94.330	6.3	4.402	19.164	40
2005	1	29	05:44:11	13.020	93.040	6.0	9.323	17.703	270
2005	2	9	13:27:25	4.776	95.164	6.0	18.105	43.582	307
2005	2	26	12:56:52	2.933	95.560	6.8	6.532	86.874	197

Table I-4 : Temps, positions, et magnitudes des répliques ayant une magnitude supérieure à 6.0 (site serveur <http://asc-india.org/recent2.htm>). Les valeurs du CET moyen de jour et de nuit sont indiquées avec la somme de l'indice des Ap.

2.4.2 Les données

La station 'CICB' (latitude:-6.48°; longitude:106.85°) est la station DORIS la plus proche de l'épicentre (la distance entre les deux points est d'environ 1633 km, voir Figure I-14). Pour un séisme de cette intensité, cette station est bien dans la

zone affectée par la préparation du tremblement de Terre (Pulinets, 2004). Comme la durée des répliques est très longue, on a choisi un intervalle de temps allant du 01/12/2004 au 28/02/2005 pour étudier les données CET des satellites Spot2, Spot4, Spot5, et Jason1. Il n'y avait pas de données d'Envisat et de Topex pour cette période.

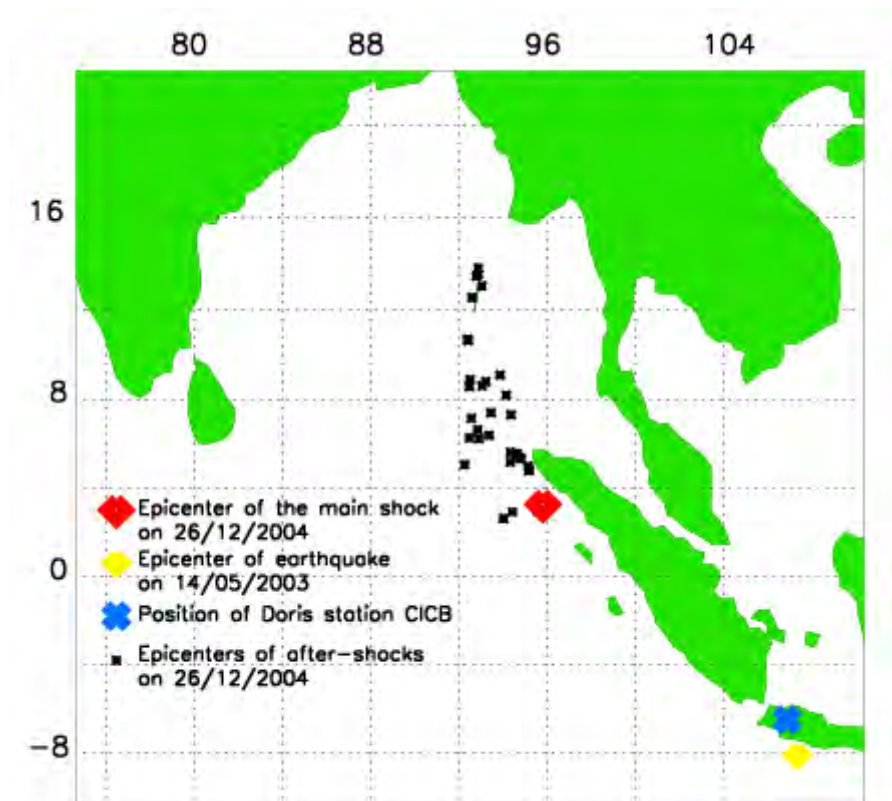


Figure I-14 : Position géographique des principaux chocs.

Les divers satellites ayant l'expérience Doris sont visibles par la station CICB deux fois par jour, entre 09:00 à 11:00 TL pendant la journée, et entre 21:00 à 23:00 TL pendant la nuit. Comme nous traitons les variations du CET en fonction du temps local, les données des différents satellites sont moyennées sur ces deux intervalles de temps.

Pour le traitement, les données sont donc organisées suivant trois paramètres :

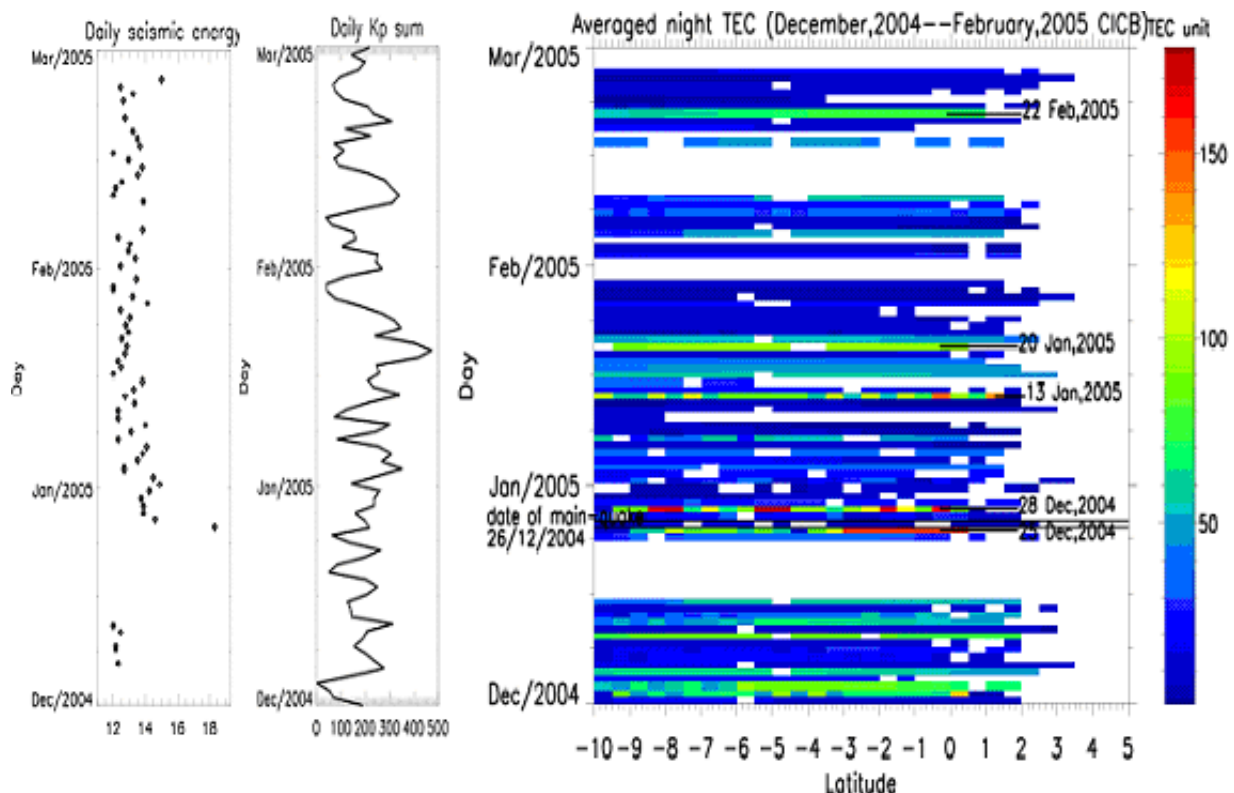
- Les jours (01/12/2004 à 28/02/2005);
- Les latitudes des points sub-ionosphériques le long des orbites des satellites (compte tenu de la position de l'épicentre et de la station CICB, nous prenons

des latitudes entre -10° et 5° , et nous moyennons suivant la latitude les données des orbites dont la longitude est comprise entre 85° et 105° car la variation en fonction de la longitude doit être constante pour une latitude donnée). L'intervalle de latitude choisi est de 0.5° .

- Le temps local qui est séparé en 2 périodes : jour et nuit

2.4.3 Les résultats

Notre base de données comprend $90 \times 30 \times 2$ cellules et chaque cellule peut contenir de 1 à 4 valeurs de CET mesuré qui sont moyennées. Les résultats sont présentés dans les Figures I-15. Les espaces en blanc correspondent à des manques de mesure comme pour les périodes 16/12/2004 – 23/12/2004 et 11/02/2005 – 16/02/2005. Comme l'activité solaire peut perturber l'ionosphère, la somme journalière des indices Ap est aussi montrée dans les mêmes figures. Pendant cette période d'analyse, l'autre indice relatif Dst montre seulement un orage magnétique dans la nuit du 21 au 22 Janvier 2005.



**Figure I-15(a) : Gauche : Variation journalière de l'énergie sismique,
Milieu : Variation journalière de la somme des Ap,
Droite : Variation du CET pendant la nuit (du 01/12/2004 au 28/02/2005).**

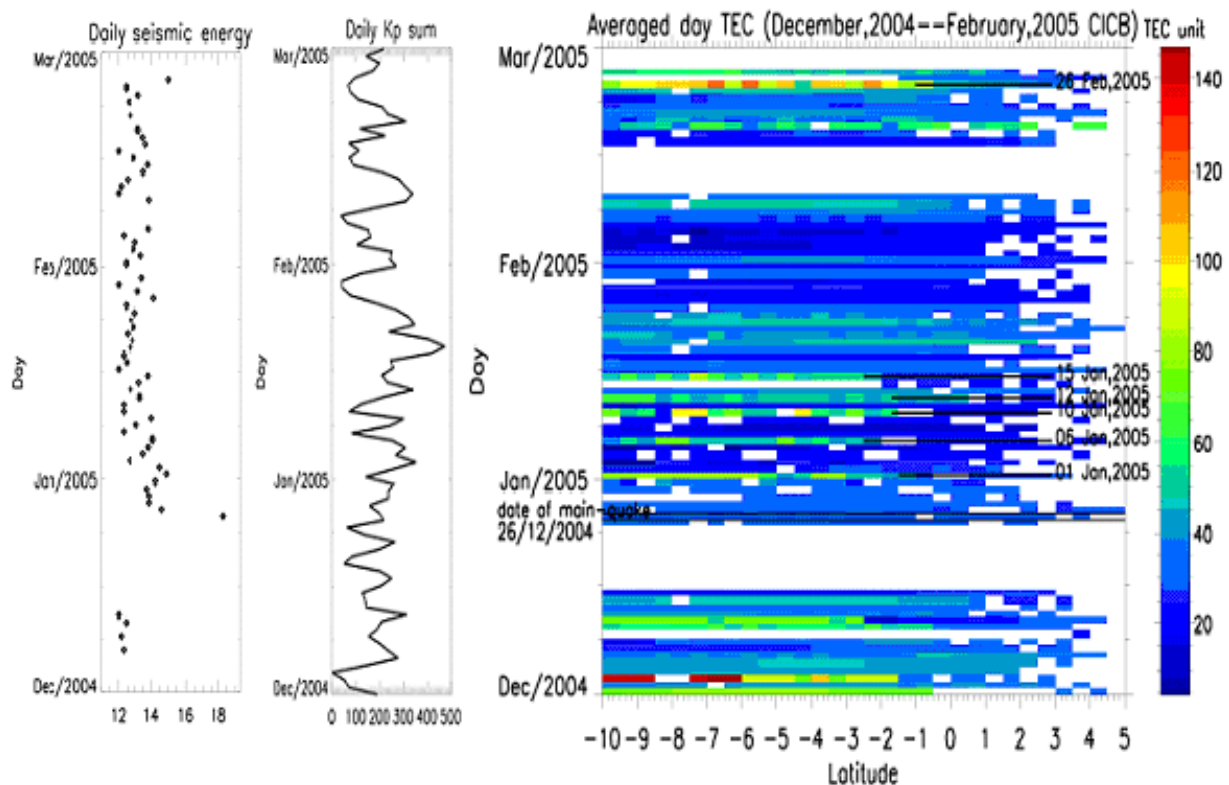


Figure I-15(b) : Gauche : Variation journalière de l'énergie sismique, Milieu : Somme journalière des Ap, Droite : Variation du CET pendant la journée (du 01/12/2004 au 28/02/2005).

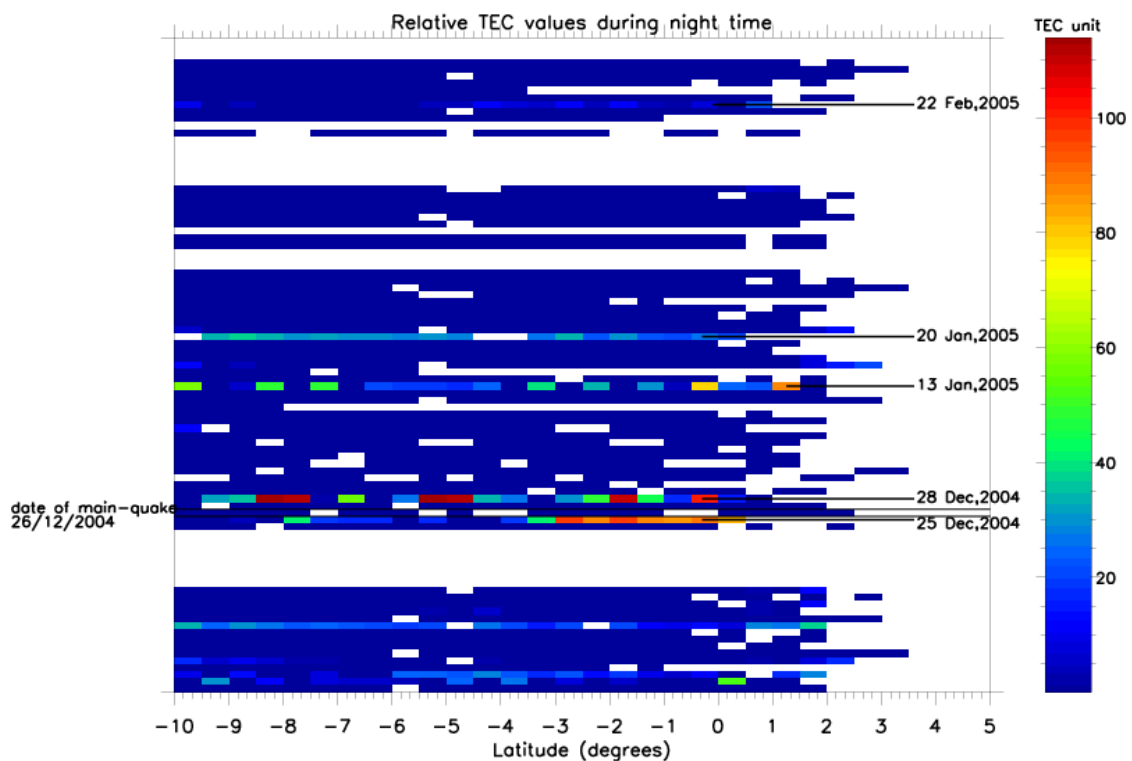


Figure I-15(c) : Partie du CET supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type qui ont été évalués sur les trois mois correspondant (du 01/12/2004 au 28/02/2005) pendant la nuit.

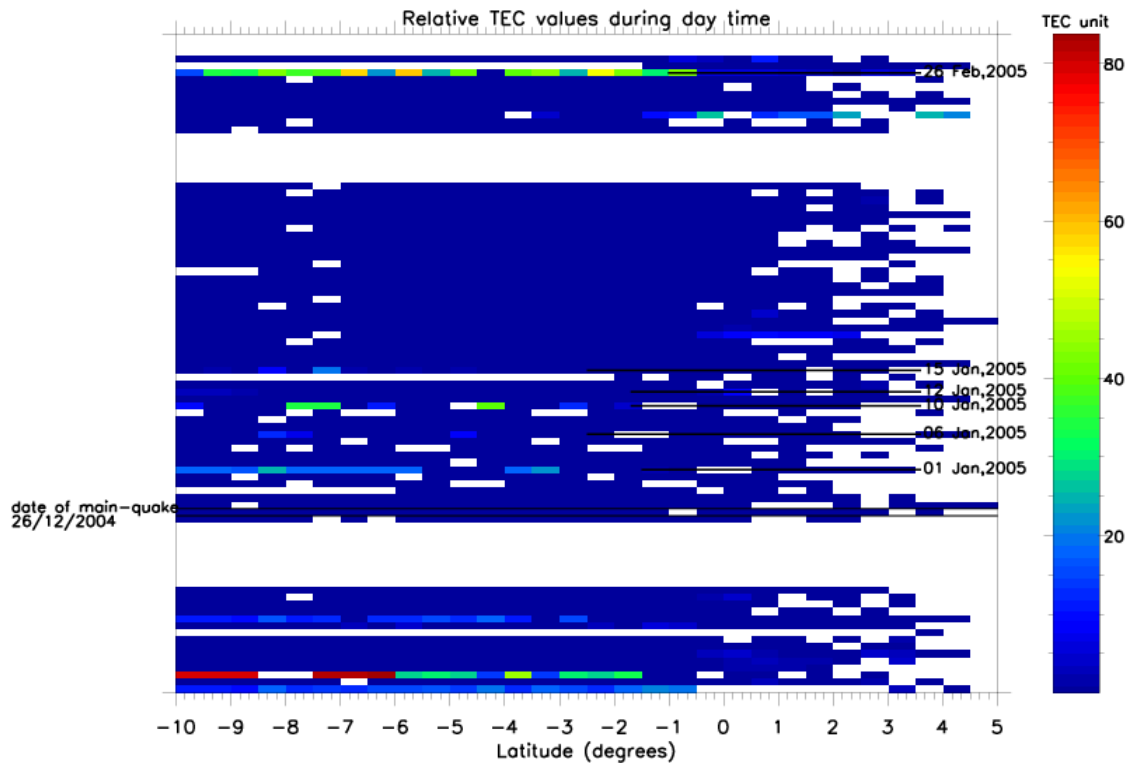


Figure I-15(d) : Partie du CET supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type qui ont été évalués sur les trois mois correspondant (du 01/12/2004 au 28/02/2005) pendant la journée.

Dans ces Figures, on montre aussi les courbes d'énergie sismique E_s qui sont données par la formule :

$$\log_{10}(E_s) = 1.5 \cdot M_s + 11.8 \text{ en ergs} \quad (\text{II-23})$$

extraite de http://www.cmmacs.ernet.in/cmmacs/pdf/parvez_lec3.pdf. Ceci afin de comparer facilement les perturbations de notre paramètre avec cet indice.

Pour comparer la variation de valeurs du CET avec les fluctuations usuelles, la valeur moyenne M et l'écart-type σ ont été calculés sur ces trois mois pour les trente intervalles latitudinaux. Les résultats sont pour les journées $M \sim 36$ TECU et $\sigma \sim 26$ TECU, et pour les nuits $M \sim 29$ TECU et $\sigma \sim 35$ TECU. La valeur moyenne du CET est plus basse pendant la nuit comme prévu mais σ indique que l'ionosphère est fortement perturbée pendant cette période.

Les Figures I-15(a) et I-15(b) présentent la variation moyenne du CET estimé en fonction des jours et de la latitude respectivement pendant la nuit et pendant la

journée. Les Figures I-15(c) et I-15(d) présentent les valeurs de CET supérieures à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les trois mois, respectivement pendant les nuits et les journées. Dans les deux cas (jour et nuit), les maxima des perturbations peuvent être plus grands que $M + 3\sigma$. Dans les Figures I-15(a) et I-15(c) (nuit), des perturbations sont observées les 25 et 28 Décembre avant le choc principal. L'activité magnétique a été calme pendant cette période. D'autres perturbations dans la Figure I-15(a) correspondent à des périodes magnétiques perturbées. Dans les Figures I-15(b) et I-15(d), des perturbations ont été observées le premier Janvier avant les deux répliques de la même date (magnitude 6.6 et 6.1, voir Table I-4). Une perturbation a été observée après la réplique de magnitude 6.5 du 6 Janvier. Le 10 Janvier, il n'y a pas eu de séisme avec une magnitude plus large que 6.0 (voir Table I-4). Les 12 et 15 Janvier, l'activité magnétique est relativement importante (la somme journalière des A_p est 340 et 257). Le 26 Février, des perturbations du CET ont été trouvées avant la réplique de magnitude 6.8.

Sur les Figures de la variation journalière d'énergie sismique, il y a deux pics d'énergie plus forts les 26 Décembre 2004 et 26 Février 2005. Autour de ces pics on peut voir des perturbations du CET (perturbation de nuit pour le séisme du 26 Décembre 2004, perturbation de nuit pour le séisme du 26 Février 2005). Curieusement il y a une forte perturbation du CET présente au début de Décembre, les valeurs de jours sont plus marquées que celles de nuit, pendant cette période, il y a ni orage magnétique fort, ni séisme avec une magnitude importante dans cette région. On peut supposer que ce sont des effets dus à l'électrojet équatorial, qui provoque fréquemment de la diffusion dans l'ionosphère de nuit, et qui détruit l'équilibre de la densité électronique équatoriale. Parce que les zones sismiques sont plutôt concentrées dans les régions de basses latitudes, les effets dus à l'électrojet équatorial peuvent modifier notablement nos résultats. Mais cette hypothèse ne fonctionne que pour les perturbations de nuit, et les anomalies sont observées aussi bien le jour que la nuit suggérant une autre origine. Les travaux précédents ont montré que, pour des séismes de magnitude 6-7 ces effets pré-sismiques peuvent se présenter 10, 12 jours avant les séismes, mais on ne peut pas savoir où est la limite de temps dans le cas d'un séisme avec une magnitude 9.0. Donc dans notre cas on peut considérer que c'est dû à un effet pré-sismique du tremblement de Terre de Sumatra.

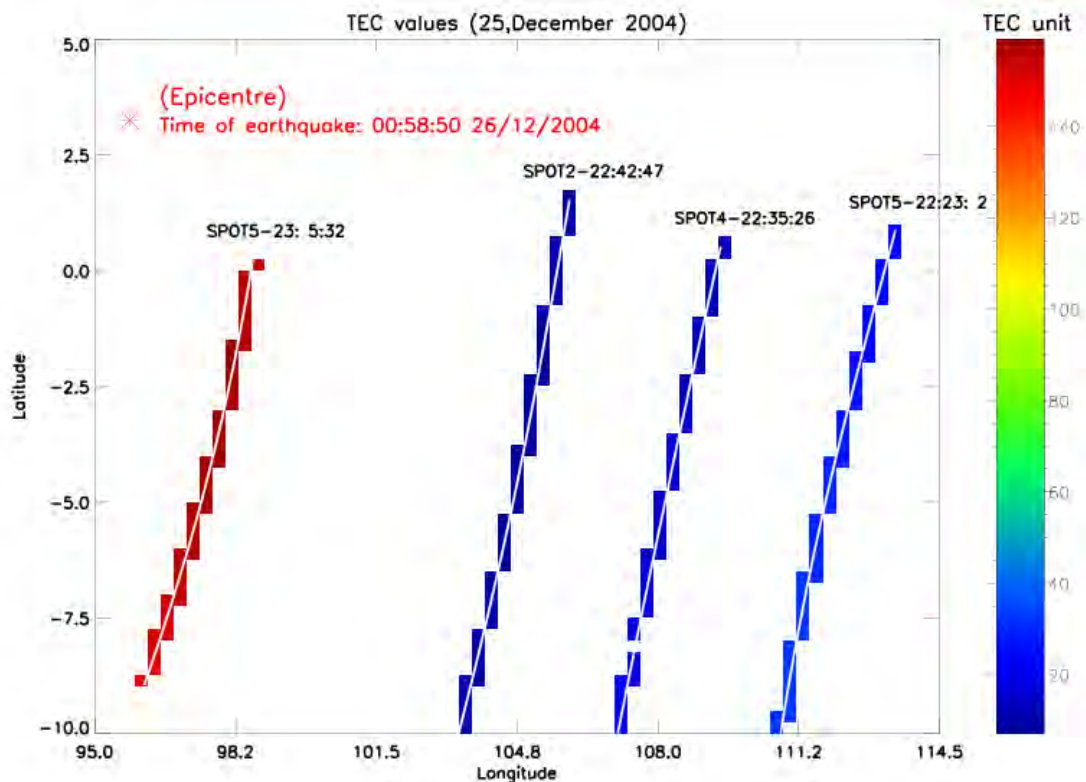


Figure I-16: Représentation géographique des valeurs de CET enregistrées sur les orbites de divers satellites à des temps différents le 25 Décembre 2004, quelques heures avant le choc principal. L'épicentre du séisme est marqué par une croix rouge. Le temps du séisme est en TU.

Dans les Figures I-15(a) et I-15(c), on a trouvé une perturbation forte du CET pendant la nuit du 25/12/2004. La Figure I-16 détaille cette perturbation et présente les valeurs du CET enregistré par tous les satellites qui survolent la région cette nuit en fonction de la latitude et de la longitude. Ces données ont été enregistrées juste quelques heures avant le choc principal. On peut voir que les valeurs de CET enregistrées par le satellite le plus proche de l'épicentre SPOT5 autour de 23 :05 TL sont beaucoup plus élevées que les valeurs enregistrées par les autres satellites.

2.5 UN DEUXIEME EVENEMENT SEISMIQUE

Pour évaluer ces résultats obtenus lors d'un tremblement de Terre exceptionnel avec de nombreuses répliques, on traite maintenant un autre cas de séisme d'intensité plus faible mais qui a lieu tout près de la même station 'CICB' (– 8.06°, 107.32°) à un temps différent (le 14 Mai 2003 à 07:40:36 TU). Sa magnitude

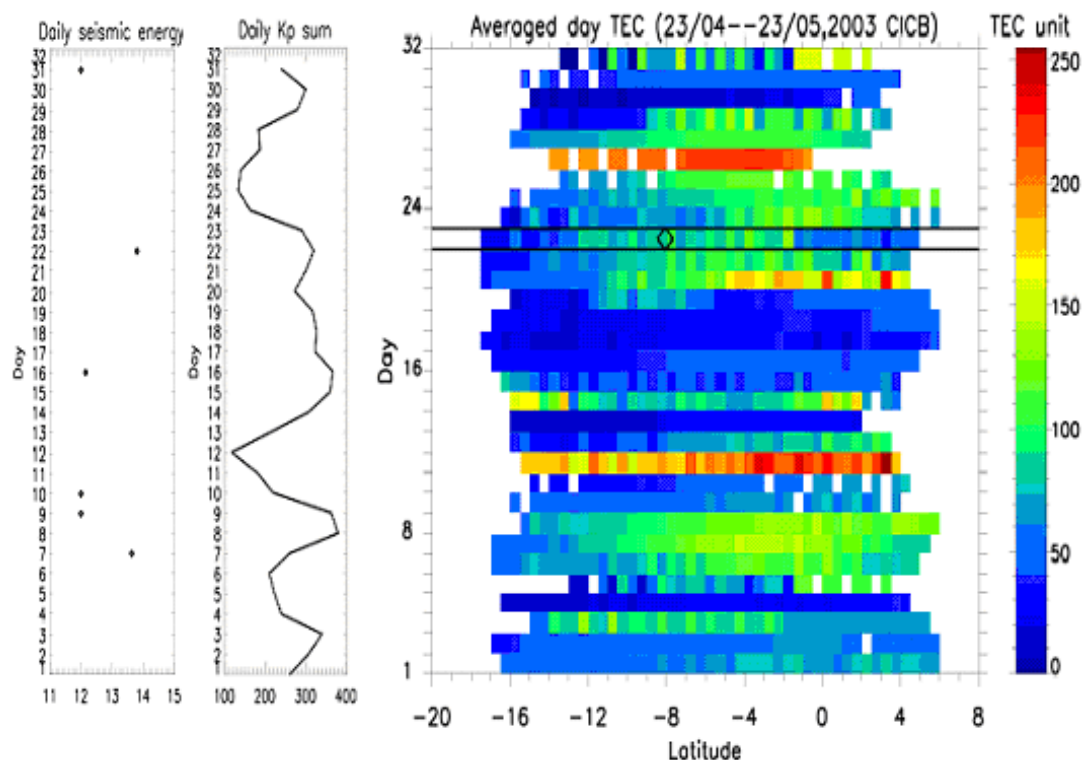
est 6.0 et la distance station-épicentre est d'environ 183 km. A cause de sa magnitude, on ne considère les données que pendant un mois autour du séisme, 3 semaines avant le séisme, 1 semaine après le séisme.

2.5.1 Les résultats

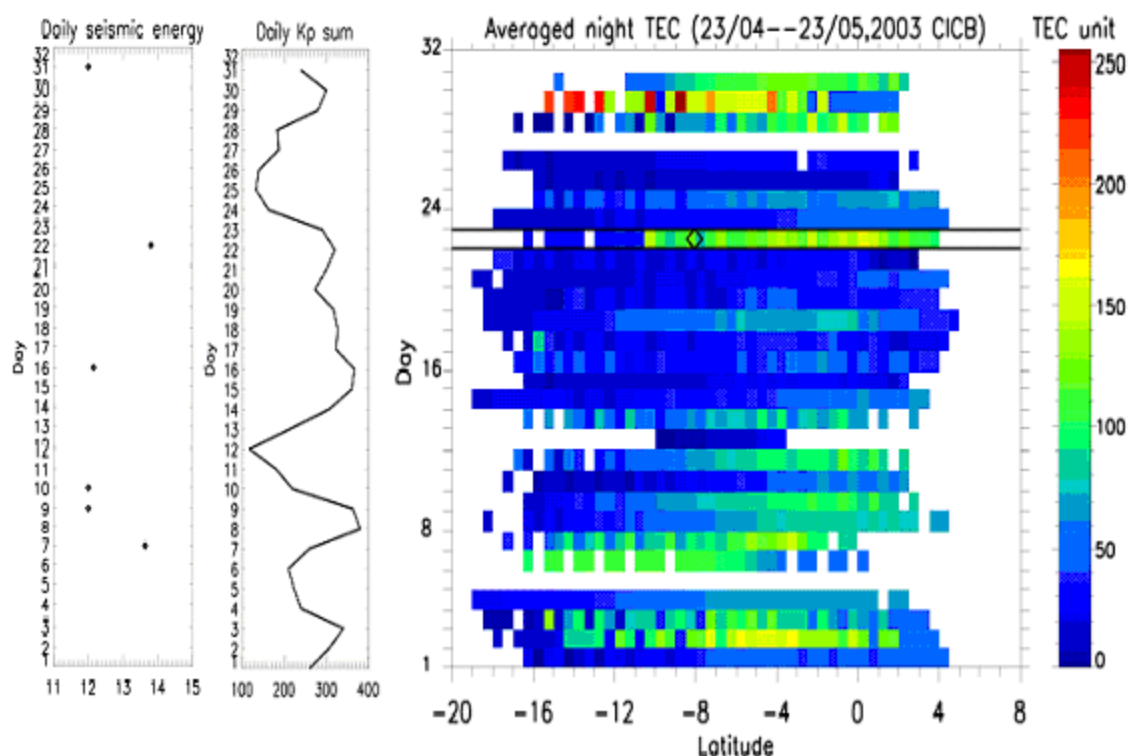
On utilise une méthode semblable à celle présentée ci-dessus pour traiter les données. Les résultats dépendent :

- des jours (23/04/2003 à 23/05/2003);
 - de la latitude des points sub-ionosphériques le long des orbites des satellites.
- Du fait de la position de l'épicentre on considère les données dans l'intervalle (-20° to 8°).
- du temps local qui est séparé en 2 périodes: jour (9:00-11:00) et nuit (21:00-23:00).

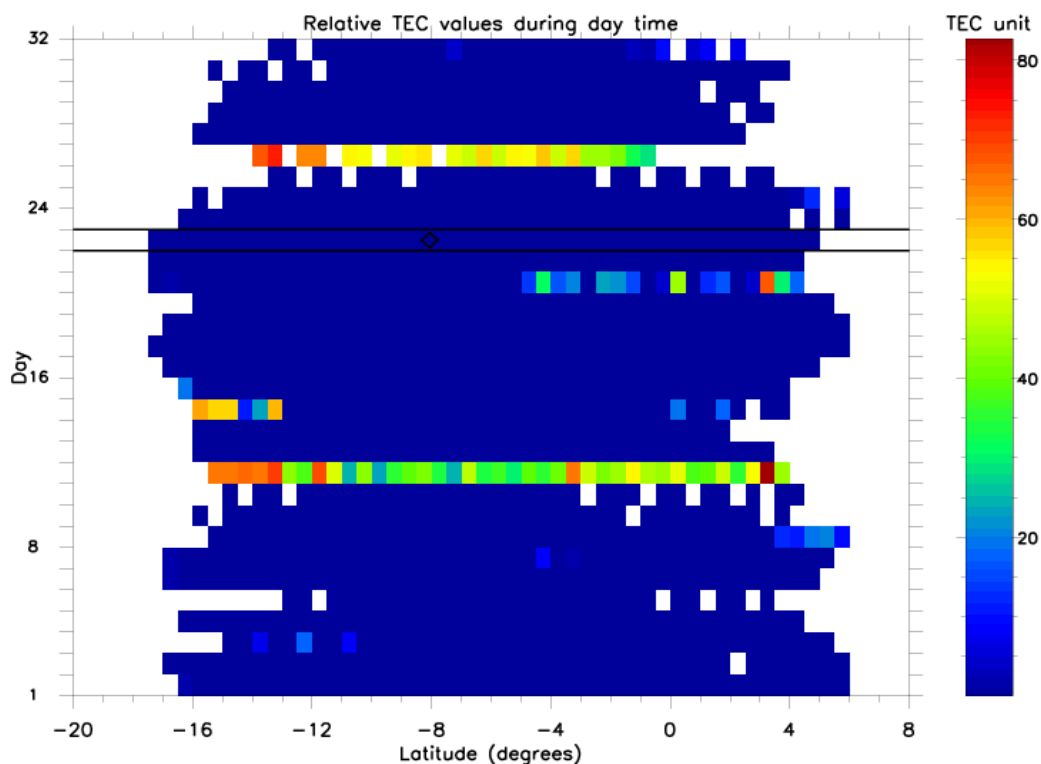
La base de données est constituée de 31*56*2 cellules qui contiennent en moyenne de 1 à 14 mesures.



**Figure I-17(a) : Gauche : Variation journalière de l'énergie sismique,
Milieu : Somme journalière des Ap,
Droite : Variations du CET pendant la journée (du 23/04/2003 au 23/05/2003).
La latitude et la date du séisme sont marquées par un symbole.**



**Figure I-17(b) : Gauche : Variation journalière de l'énergie sismique,
Milieu : Somme journalière des Ap.
Droite : Variations du CET pendant la nuit (du 23/04/2003 au 23/05/2003).**



**Figure I-17(c) : Partie du CET supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type
évalués sur les quatre semaines (du 23/04/2003 au 23/05/2003) pendant la
journée.**

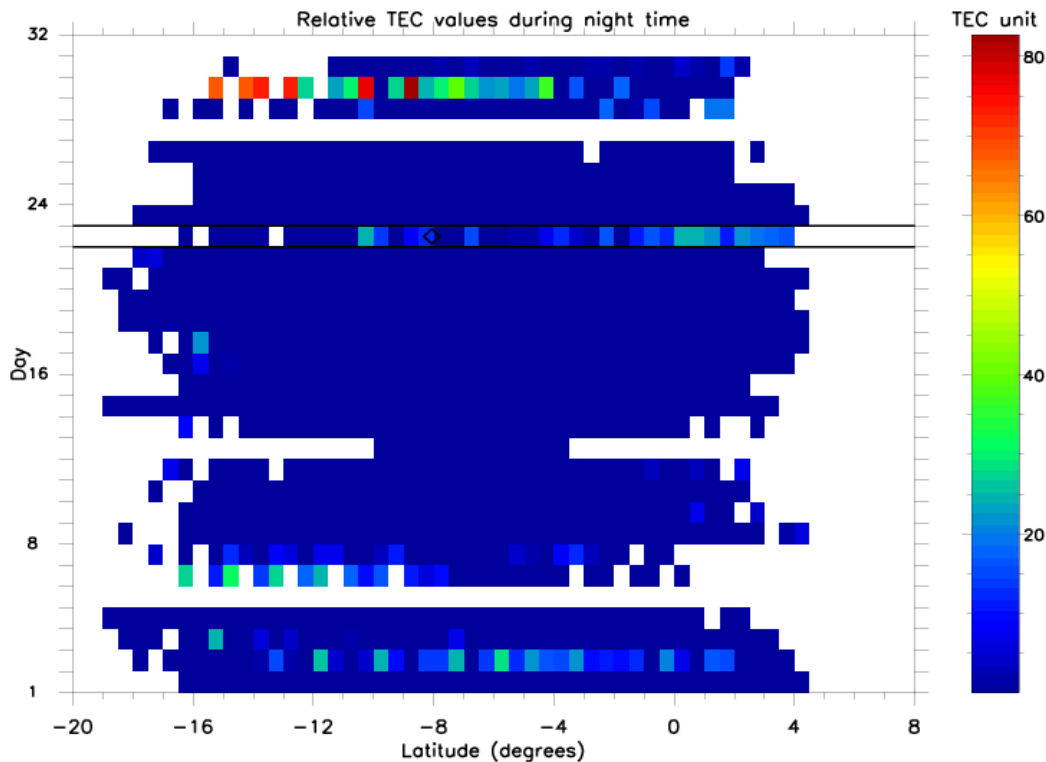


Figure I-17(d) : Partie du CET supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les quatre semaines (du 23/04/2003 au 23/05/2003) pendant la nuit.

Les Figures I-17(a) et I-17(b) présentent les variations moyennes du CET estimé respectivement pendant la journée et pendant la nuit, Les Figures I-17(c) et I-17(d) présentent les valeurs du CET supérieures à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les quatre semaines pour les 56 intervalles latitudinaux.

Pendant la journée, il y a deux jours perturbés avant le séisme (Figure I-17(a) et I-17(c)). La première perturbation a lieu 11 jours avant le choc et correspond à une période d'activité magnétique particulièrement basse. La deuxième perturbation est 2 jours avant le choc et correspond à une période d'activité magnétique moyenne. Dans les Figures I-17(b) et I-17(d) (nuit), une perturbation du CET a lieu à 10:15:00 à la même date que le séisme, soit juste 2:30 h après le séisme. Cette perturbation peut être due à l'influence des ondes acoustiques de gravité générées dans la région sismique.

2.5.2 Conclusions

A cause des positions relatives de la station CICB et de l'épicentre du séisme de Sumatra, les valeurs de CET sont partiellement enregistrées autour de l'épicentre. Mais pour un séisme si important, le rayon de la zone ionosphérique qui est susceptible d'être perturbée est plus grand que la distance à la station CICB (Dobrovolsky et al., 1979). Un autre point qui empêche de faire une analyse complète est la discontinuité des enregistrements des données. Il est impossible de suivre la variation du CET sur un jour complet car les mesures ne peuvent être faites qu'à certaines heures du jour et de la nuit.

Malgré ces restrictions, les données de CET enregistrées pendant un large intervalle de temps autour de l'instant du séisme montrent qu'il existe des perturbations du CET qui peuvent être liées aux activités sismiques avant et après le choc. Ces perturbations sont plus grandes que la valeur moyenne du CET plus l'écart-type, et au maximum, elles sont plus grandes que la valeur moyenne du CET plus trois fois l'écart-type. L'exemple important est la large perturbation du CET qui a été vu pendant la nuit précédant le séisme. Ensuite, à cause des répliques fréquentes, il est difficile d'attribuer les autres variations à des effets post-sismiques ou pré-sismiques. Les études de variation du CET au moment d'un séisme moins important sont beaucoup plus claires. On observe des perturbations du CET qu'il est possible d'associer avec l'activité sismique avant le choc, et une autre perturbation qui peut être attribuée aux ondes acoustiques de gravité présentes juste après le choc (Ducic et al., 2003).

La possibilité de détecter des effets sismiques avec le CET est confirmé. La relation géographique entre ce paramètre et l'épicentre des séismes est en accord avec les travaux précédents (Pulinets et al., 2004; Liu et al., 2004). Ce travail a été fait en relation avec les objectifs scientifiques du projet DEMETER (Parrot, 2002) et les mesures d'autres paramètres ionosphériques provenant du satellite vont maintenant être utilisées pour compléter ces analyses.

3. ETUDE DES VARIATIONS DE DENSITE ELECTRONIQUE MESUREES PAR DEMETER

3.1 PROFIL DE LA MISSION

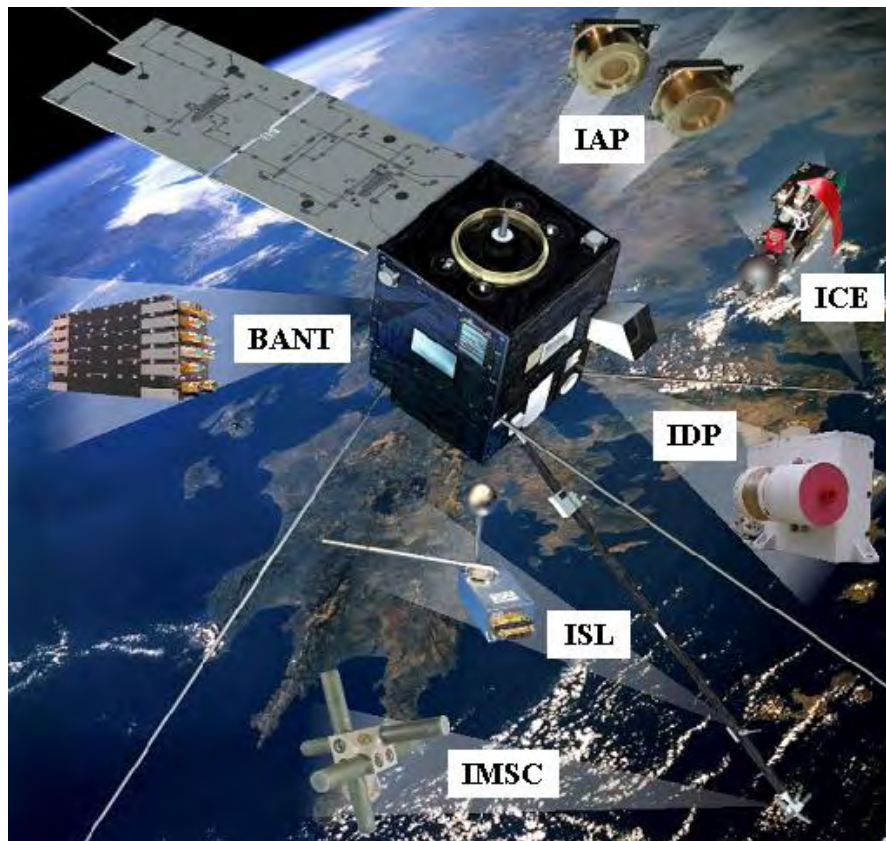


Figure I-18 : Schéma du satellite et de sa charge utile scientifique.

3.1.1 Le projet DEMETER

DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions) est le premier des micro-satellites développés par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). Ce projet a été proposé par le LPCE (Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement, Orléans, France). D'autres laboratoires scientifiques participent à ce projet : le CETP (Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaires, Saint Maur des Fossés, France), le CESR (Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements, Toulouse, France), le SSD de l'ESA (Département Science Spatiale de l'Agence Spatiale Européenne) à L'ESTEC (Centre Européen de Recherche et Technologie Spatiale, Noordwijk, Pays-Bas),

l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris, France), l'OPGC (Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand), l'USN (Unité de Service de Nançay, France) et le CBK (Institut de recherche spatiale, Varsovie, Pologne). Les objectifs scientifiques de DEMETER sont la détection et la caractérisation des signaux électromagnétiques associés à des phénomènes naturels (tels que les tremblements de Terre, éruptions volcaniques, tsunamis) ou à l'activité anthropique. Pour atteindre ces objectifs, la mission comporte des capteurs destinés à la mesure des 6 composantes du champ électromagnétique dans une large gamme de fréquence, et des capteurs destinés à l'analyse du milieu ionisé (détecteurs de particules, analyseur de plasma et sonde de Langmuir). Cette mission comporte également une charge utile technologique. La masse totale du satellite, incluant charges utiles scientifique et technologique, est de l'ordre de 130 kg.

La charge utile scientifique de DEMETER comprend les instruments suivants:

- IMSC, un ensemble triaxial de capteurs magnétiques (Search Coil),
- ICE, un système de 4 capteurs électriques,
- IAP, un analyseur plasma,
- ISL, un ensemble de 2 sondes de Langmuir,
- IDP, un détecteur de particules,

associés à un boîtier d'électronique (BANT, Boîtier Analogique et Numérique de Traitement), voir Figure I-18.

Le système des 4 capteurs électriques (ICE) et l'analyseur plasma (IAP) sont sous la responsabilité du CETP. La sonde de Langmuir (ISL) est fournie par le laboratoire SSD/ESTEC. Un co-investigateur de cette expérience se trouve au LESIA. Le détecteur de particules (IDP) est fourni par le CESR et les autres éléments sont fournis par le LPCE. Le LPCE est responsable de l'intégration de l'ensemble.

Pour stocker et transmettre les données recueillies à bord, DEMETER dispose d'une mémoire de grande capacité (8Gbits) et d'une télémétrie haut débit (16.8 Mbits/s) dédiées à la CU scientifique qui font partie de la charge utile technologique.

Le traitement des données se fait dans le Centre de Mission Scientifique (CMS) qui est situé au LPCE. Les expérimentateurs des autres laboratoires français (CETP, CESR, LESIA) ont accès à leurs données par l'intermédiaire d'un serveur web du CMS. Par ailleurs l'IPGP et l'OPGC (Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand) participent activement à la mission DEMETER en fournissant régulièrement des informations sur:

- les séismes (les positions des séismes sont corrélées avec l'orbite de DEMETER et les résultats sont mis dans la base de données du CMS),
- les mesures effectuées au sol dans des régions sismiques (pour pouvoir les comparer avec les données recueillies par DEMETER au dessus de la même région),
- l'état de l'ionosphère au dessus de certaines régions sismiques comme la Californie ou le Japon (des cartes de Contenu Electronique Total sont produites avec une grande résolution temporelle et spatiale).

Ces informations sont d'une très grande utilité pour comprendre les mécanismes de génération des phénomènes qui sont observés dans l'ionosphère.

3.1.2 Les opérations

Tout de suite après le lancement, les bras supportant les capteurs ont été déployés. La charge utile scientifique a ensuite été mise progressivement sous tension, expérience par expérience. La phase de recette en vol s'est terminée par des essais de compatibilité entre les systèmes du satellite et les expériences, et entre les expériences elles-mêmes. Les principaux résultats de ces tests sont :

- toutes les expériences scientifiques fonctionnent nominalement,
- des interférences parasites sont présentes dans le spectre d'IMSC dans la gamme 1-8 kHz (gamme complète du capteur 7 Hz - 20 kHz).
- il existe une interaction entre la sonde d'ISL et un capteur d'ICE qui induit des parasites dans le spectre d'ICE pour des conditions particulières du plasma.

De plus ces tests ont confirmé l'efficacité du blindage des roues à inertie qui servent pour le maintien de l'attitude du satellite ainsi que la nécessité de ne pas faire tourner le panneau solaire lors de la mission scientifique.

Au début de la mission, des périodes de désaturation des roues ont été mises en œuvre le long de l'orbite vers +45°, 0° et -45° de latitude. Elles se traduisent par des niveaux d'interférences très élevés pour les capteurs magnétiques. Des calculs ont montré par la suite qu'elles n'étaient pas nécessaires et elles ont été supprimées à la mi-octobre 2004. Maintenant ces périodes de désaturation n'ont lieu qu'aux pôles quand la charge utile scientifique n'effectue pas de mesures.

La récupération des données se fait par l'intermédiaire de la station de télémesure situé au CNES à Toulouse. Tous les processus de cheminement des données entre le satellite et les machines du CMS à Orléans sont automatiques.

Il y a deux modes principaux d'opération : le mode "burst" qui fonctionne quand le satellite est au-dessus des zones sismiques (voir la carte dans la Figure I-19 ou dans Lagoutte et al., 2006), ailleurs un mode "survey" (il n'y a pas de mesures effectuées pour des latitudes invariantes supérieures à 65°). Pour les expériences « onde » les données correspondantes sont :

- en mode "burst"
 - les formes d'onde des trois composantes magnétiques dans la gamme ELF jusqu'à 1.25 kHz (fréquence d'échantillonnage de 2.5 kHz) ,
 - les formes d'onde d'une composante magnétique et d'une composante électrique (choisie parmi les trois par télécommande) dans la gamme TBF jusqu'à 20 kHz (fréquence d'échantillonnage de 40 kHz) ,
- en mode "survey"
 - les spectres d'une composante magnétique et d'une composante électrique (choisie parmi les trois par télécommande) sont calculés jusqu'à 20 kHz. Trois combinaisons de résolution en fréquence et en temps peuvent être sélectionnées par télécommande (voir Table I-5).

Type	Samples (FFT input)	Average spectra	Time resolution	Average frequencies	Frequency resolution	Points of spectrum	TM flow
0	2048	40	2.048 s	1	19.53 Hz	1024	4 kb/s
1	2048	10	0.512 s	1	19.53 Hz	1024	16kb/s
2	2048	40	2.048 s	4	78.125Hz	256	1 kb/s

Table I- 5 : Caractéristiques des spectrogrammes calculés à bord du satellite en mode "survey".

Il faut noter que pendant le mode "burst", des spectres TBF semblables à ceux produits pendant le mode "survey" sont aussi calculés pour la simplification du

traitement des données au sol. Avant la FFT, une fenêtre de Blackman-Harris est utilisée sur les échantillons. Les valeurs du spectre $G_v(k)$ calculées à bord ont quatre octets de résolution et on réduit cette dynamique dans la télémessure par une compression logarithmique sur un octet ce qui donne 256 niveaux que peuvent être directement transformer en une image avec 256 couleurs. Toutes les composantes de fréquence du spectre TBF (256 ou 1024) $G_{TM}(k)$ sont données par :

$$G_{TM}(k) = Round \left[\left(\log G_v(k) - G_{min} \right) \times \frac{255}{G_{max} - G_{min}} \right]$$

où $round(x)$ est le plus proche entier relatif à x . Elles sont envoyées dans la télémessure sur un octet avec les deux gains G_{min} et G_{max} qui peuvent être modifiés par télécommande pour adapter la dynamique. Ensuite la fonction de transfert classique est utilisée pour obtenir les valeurs physiques.

Pour contrôler le bon fonctionnement des antennes, une séquence d'étalonnage peut être utilisée quand les expériences sont mises en route ou quand il y a un changement de mode d'opération, et ensuite chaque 4, 8 ou 12 minutes (fixé par télécommande). Pendant cette séquence une somme de deux sinusoïdes à 625 Hz et 10 kHz est envoyée pendant une seconde en mode "burst" et quatre secondes en mode "survey".

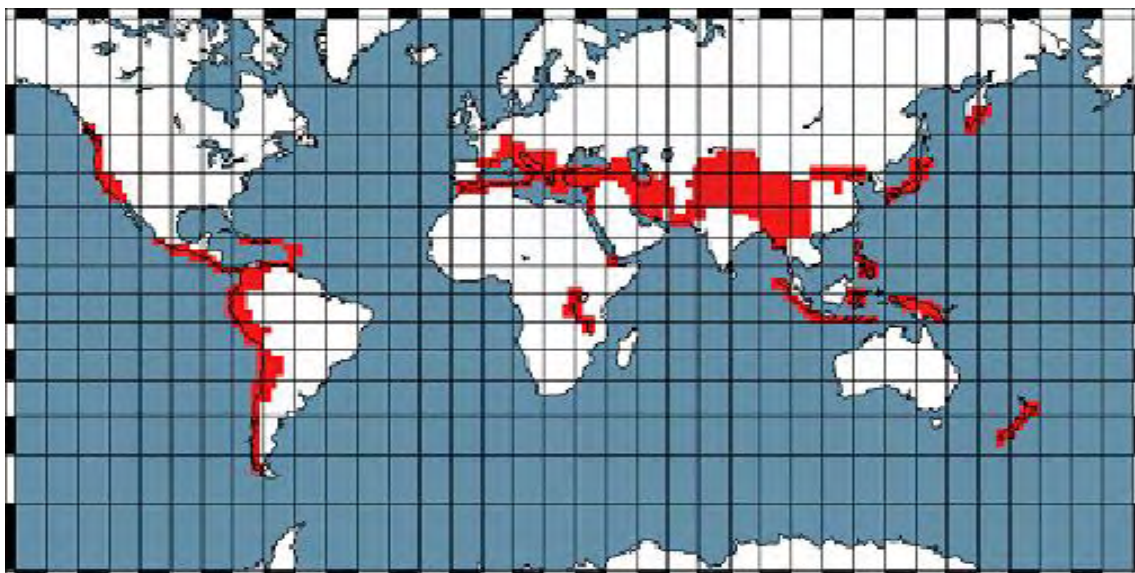


Figure I-19 : Schéma des zones sismiques où DEMETER est en mode « Burst ».

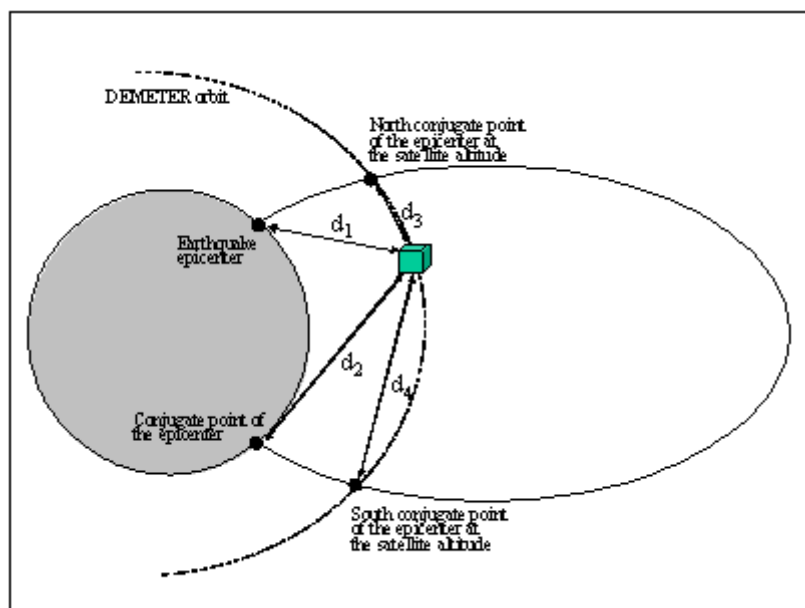


Figure I-20 : Définitions des distances entre l'orbite, la position d'un séisme, et son point conjugué.

3.1.3 Le fonctionnement du CMS

Le CMS reçoit les données de DEMETER et les met à la disposition des expérimentateurs et des investigateurs invités associés à la mission. Plusieurs niveaux d'accès aux données sont disponibles :

- le quick-look qui présente une synthèse des résultats de toutes les expériences par demi-orbite,
- les données de niveau 0 (données brutes)
- les données de niveau 1 (données calibrées en grandeur physique)
- les données de niveau 2 qui offrent aux scientifiques la possibilité de tracer simultanément des résultats de plusieurs expériences à la carte par l'intermédiaire du serveur web

Le CMS met aussi à la disposition des utilisateurs de nombreux autres fichiers comme l'orbitographie du satellite ainsi que des outils pour traiter ces fichiers. Pendant la durée de la mission, le CMS génère les plans de programmation de la charge utile scientifique.

Le fonctionnement du CMS doit en principe être géré par des processus automatiques mais en fait il a besoin d'une surveillance constante pour s'assurer du bon déroulement des opérations. Depuis le lancement de nombreuses corrections

ont été apportées pour améliorer son fonctionnement en accord avec le prestataire de la structure d'accueil.

3.2 PRESENTATION GENERALE DES DONNEES DES EXPERIENCES

Les expériences sont au nombre de cinq :

IMSC (Instrument Magnétomètre Search Coil) : L'objectif est de mesurer les 3 composantes de champ magnétique B dans la gamme de fréquence de 10 Hz à 20 kHz. Le vecteur magnétique est mesuré par le courant induit dans un enroulement de fil de cuivre autour d'une barre en μ -métal et par un système orthogonal de trois-antennes, monté sur un bras déployable de longueur de 1,9 m. La résolution en fréquence des spectres TBF est 19.53125 ou 78.125 Hz.

ICE (instrument Champ Electrique) : L'objectif est la mesure des 3 composantes du champ électrique dans une gamme de fréquence allant du continu à 3 MHz. ICE se compose d'un système d'antenne comportant quatre électrodes sphériques placées à l'extrémité des bras déployables de 4 m. La résolution en fréquence des spectres TBF est 19.53125 ou 78.125 Hz.

ISL (Instrument Sonde de Langmuir) : est utilisé pour mesurer la densité d'électron dans la gamme de 100 à 5×10^6 particules/cm³, la température d'électron dans la gamme de 500-3000 K, et le potentiel satellite dans la gamme ± 5 V. L'instrument se compose de deux sondes de Langmuir, une cylindrique et une sphérique avec une sonde segmentée avec un diamètre de 6 centimètres. La densité et la température de plasma sont déterminées à partir de la courbe courant-tension de la sonde de Langmuir. La résolution en temps (1 s) est identique pour les données "Burst" et les données "Survey".

IAP (Instrument Analyseur de Plasma) : L'objectif est la mesure des paramètres ionosphériques du plasma (densité, température, et distribution d'énergie). Sa résolution en temps est de 2.317s pour les données "Burst", pour les données "Survey" il y a deux modes : 4.429s et 4.506s.

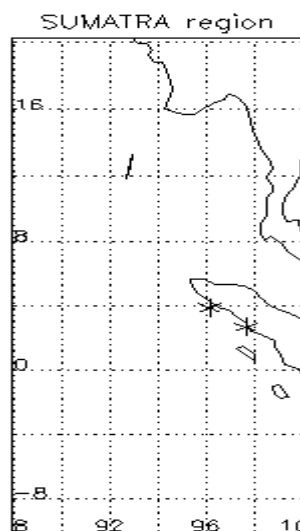
IPD (Instrument Détecteur de Plasma) : L'objectif est de mesurer le spectre d'énergies des électrons perpendiculairement au champ magnétique, dans la gamme

d'énergie de 30 keV à 10 MeV. L'information est nécessaire pour estimer les perturbations dans les ceintures de radiation qui sont susceptibles d'être induites par des tremblements de terre.

3.3 LE TRAITEMENT DES DONNEES

Suite à un petit problème avec le logiciel de bord, le satellite était en mode survie toute la semaine précédant le séisme de Sumatra. Comme c'est un séisme très important nous allons néanmoins examiner les données avant et après ce séisme sur un large intervalle de temps. On traite les données de densité électronique mesurées à bord de DEMETER par ISL et aussi les données de densité ionique mesurées par IAP. Comme ces densités doivent avoir des variations similaires, on doit obtenir des résultats identiques avec ces deux instruments différents. La base de données est organisée suivant trois paramètres :

- Les dates (11/2004 – 03/2005);
- Les latitudes de points de la projection des orbites du satellite entre (-10°, 20°) ; comme auparavant on a effectué une moyenne sur la longitude en prenant les données sur un intervalle allant de 88° à 100° en longitude (voir Figure I-21).
- Les temps locaux qui sont séparés en 2 périodes: jour (9:00-11:00) et nuit (21:00-23:00).



**Figure I-21 : Zone géographique où l'on analyse les données de DEMETER.
Les étoiles indiquent les positions du tremblement de Terre de Sumatra
et de sa plus importante réplique.**

On calcule les valeurs moyennes de densité électronique en fonction de ces trois paramètres. Le séisme de Sumatra étant très important, ses répliques ont aussi été importantes et nombreuses. Elles se sont étendues sur plusieurs mois. On va donc traiter les données sur un intervalle de 5 mois autour de l'instant du séisme (11/2004 – 03/2005). L'intervalle de temps d'analyse a été augmenté pour considérer la plus grosse réplique du tremblement de Terre de Sumatra (sans tsunami) le 28 Mars 2005 ($M = 8.7$, voir Table I-6). On étudiera la variation de la densité des électrons et des ions.

3.4 RESULTATS STATISTIQUES

Les résultats sont représentés de la même façon que dans le paragraphe 2.4.3 dans les Figures I-22. Les Figures I-23 montrent la partie de la densité électronique (ionique) supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les cinq mois correspondants (du 01/11/2004 au 31/03/2005) pendant la journée (nuit).

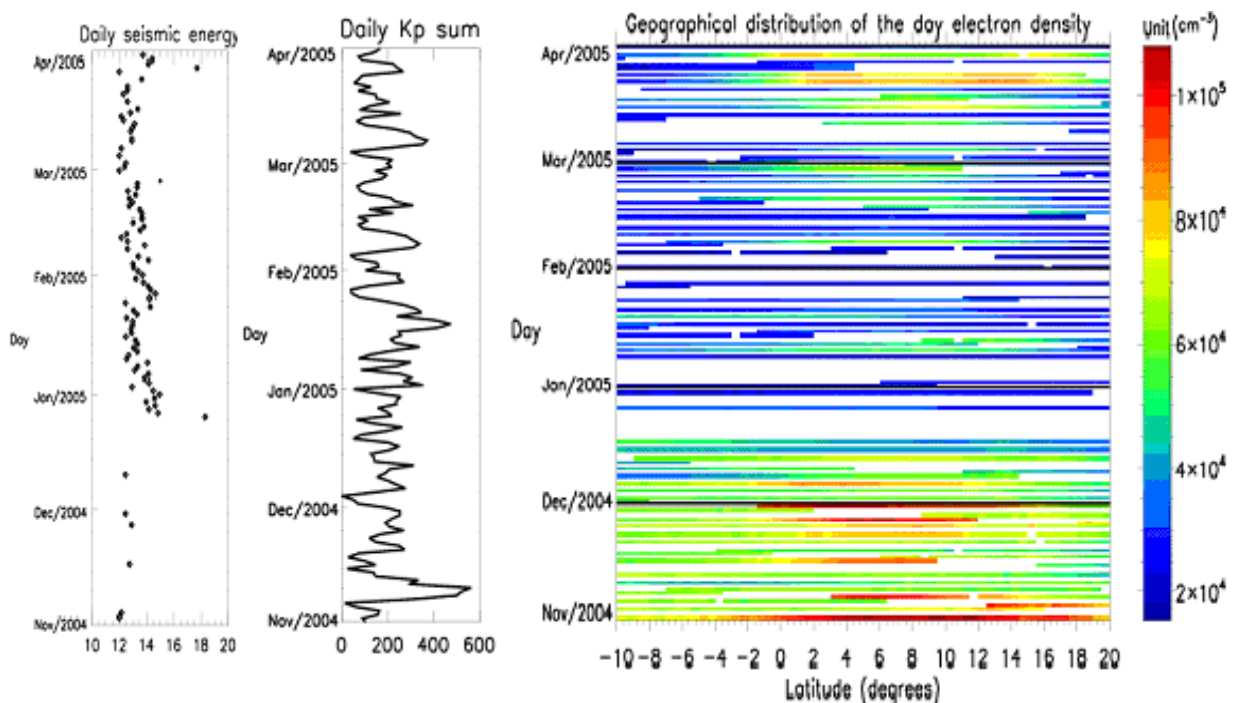
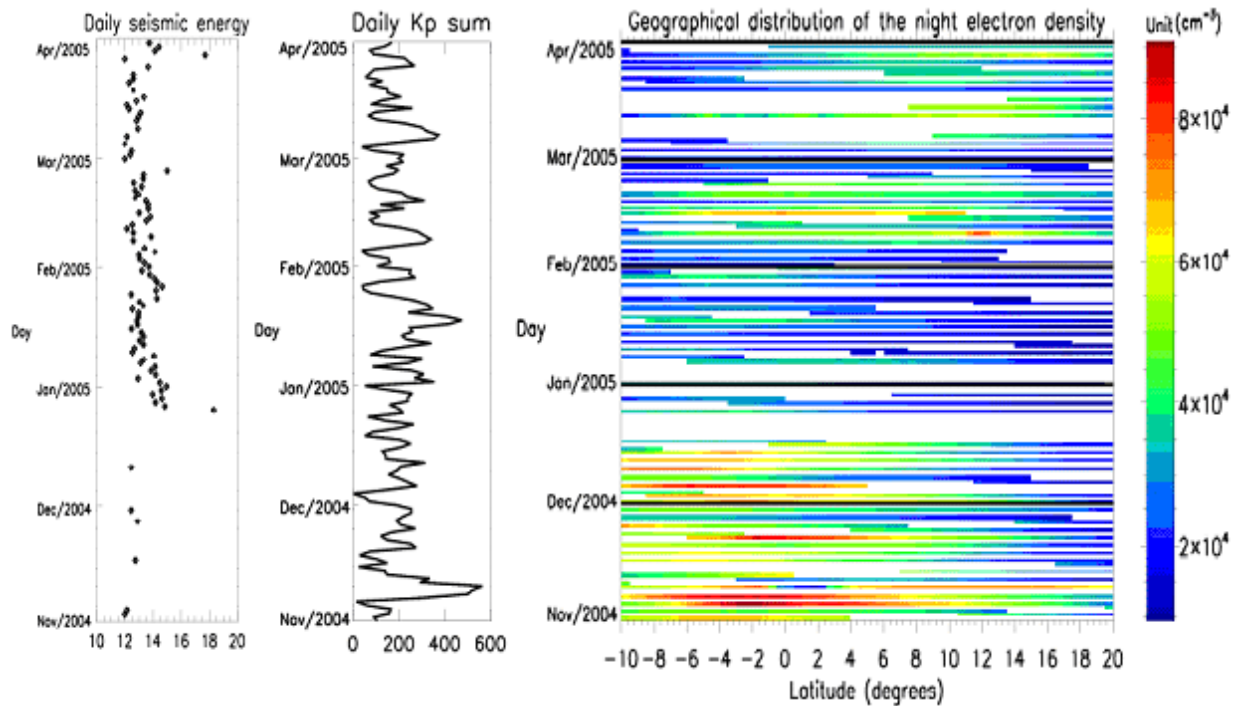
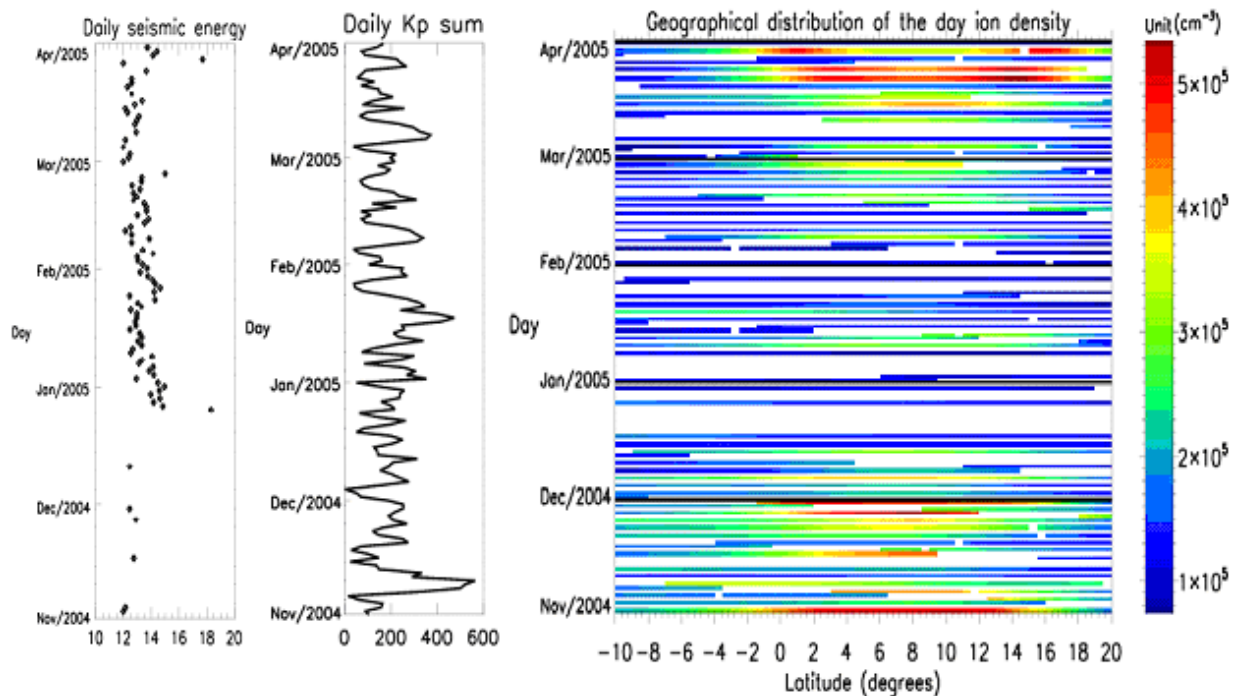


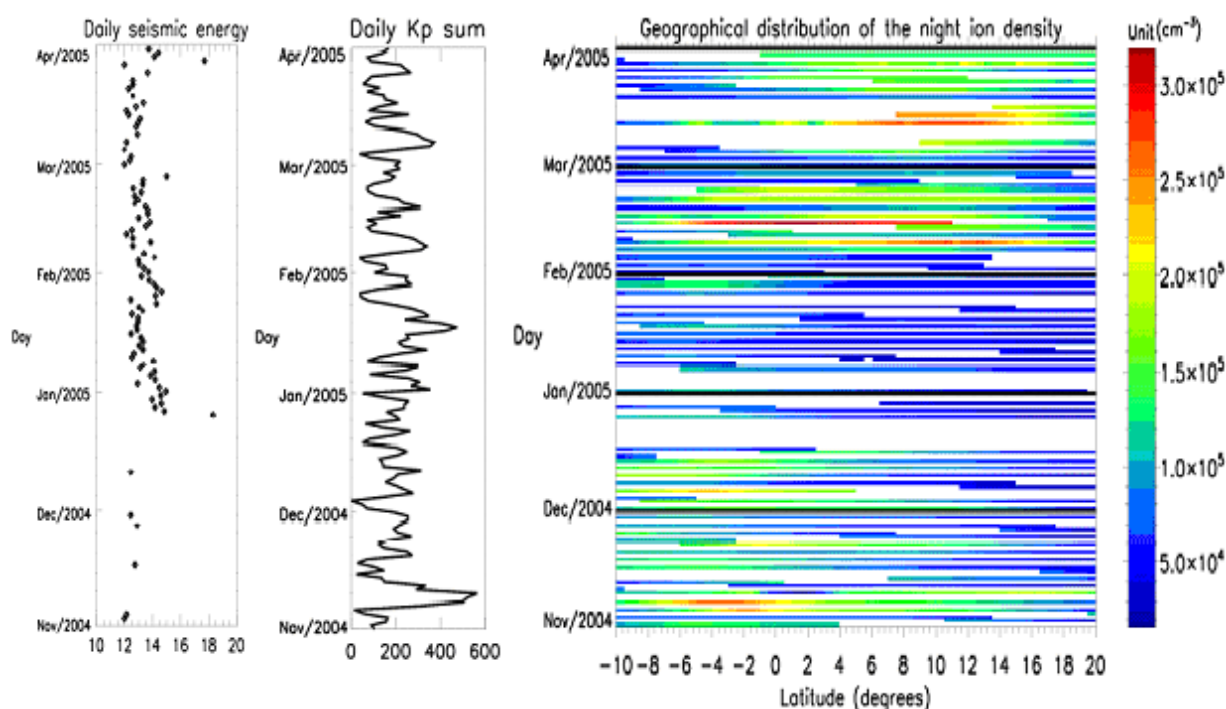
Figure I-22(a): Gauche : Variation journalière de l'énergie séismique, Milieu : Somme journalière des A_p , Droite : Distribution géographique de la densité électronique de jour (Novembre, 2004 - Mars, 2005).



**Figure I-22(b): Gauche : Variation journalière de l'énergie séismique,
Milieu : Somme journalière des Ap,
Droite : Distribution géographique de la densité électronique de nuit
(Novembre 2004 – Mars 2005).**



**Figure I-22(c) : Gauche : Variation journalière de l'énergie séismique,
Milieu : Somme journalière des Ap,
Droite : Distribution géographique de la densité des ions le jour
(Novembre 2004 - Mars 2005).**



**Figure I-22(d) : Gauche : Variation journalière de l'énergie séismique,
Milieu : Somme journalière des Ap,
Droite : Distribution géographique de la densité des ions de nuit
(Novembre 2004 - Mars 2005).**

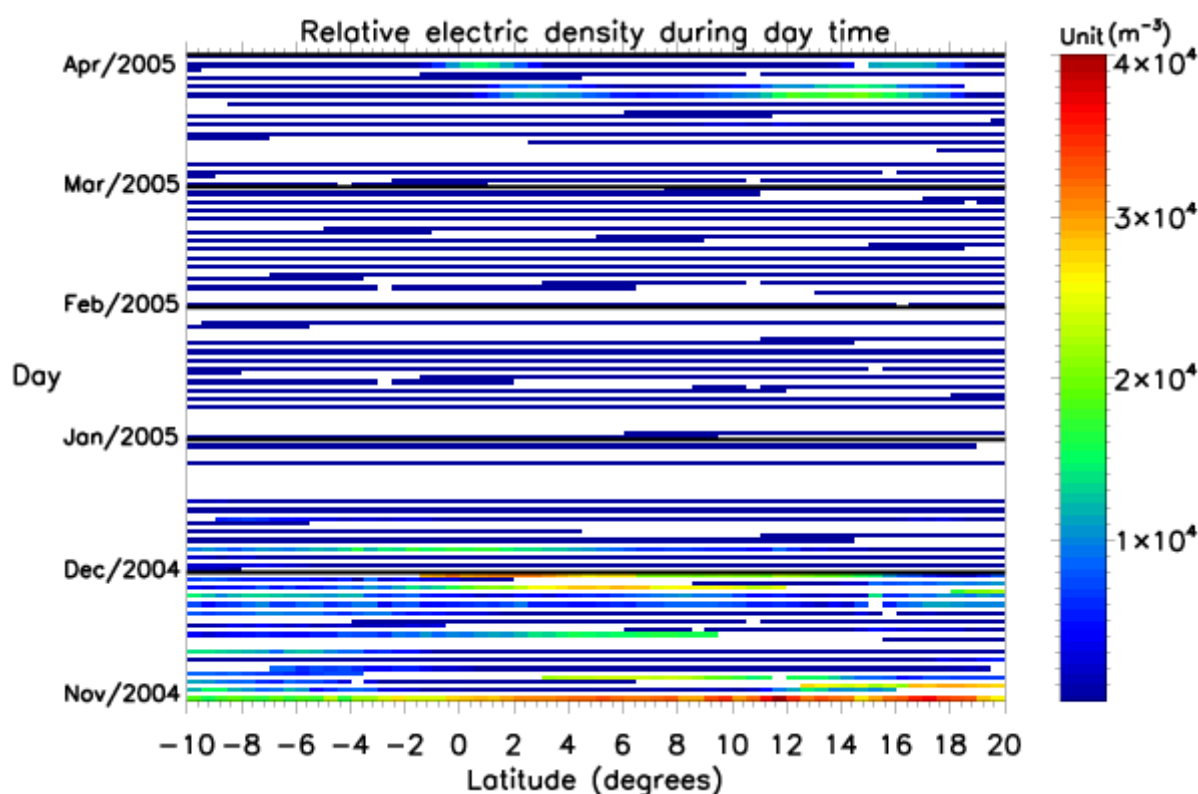


Figure I-23(a) : Partie de la densité électronique supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les cinq mois correspondants (du 01/11/2004 au 31/03/2005) pendant la journée.

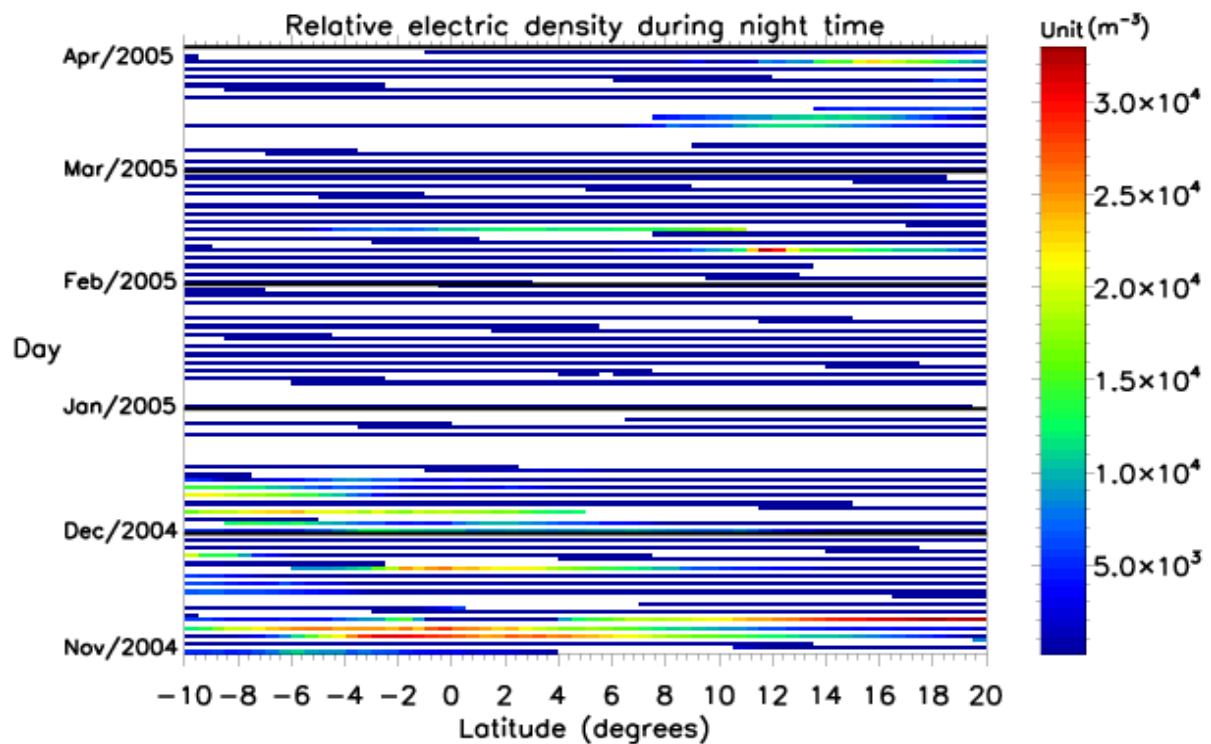


Figure I-23(b) : Partie de la densité électronique supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les cinq mois correspondants (du 01/11/2004 au 31/03/2005) pendant la nuit.

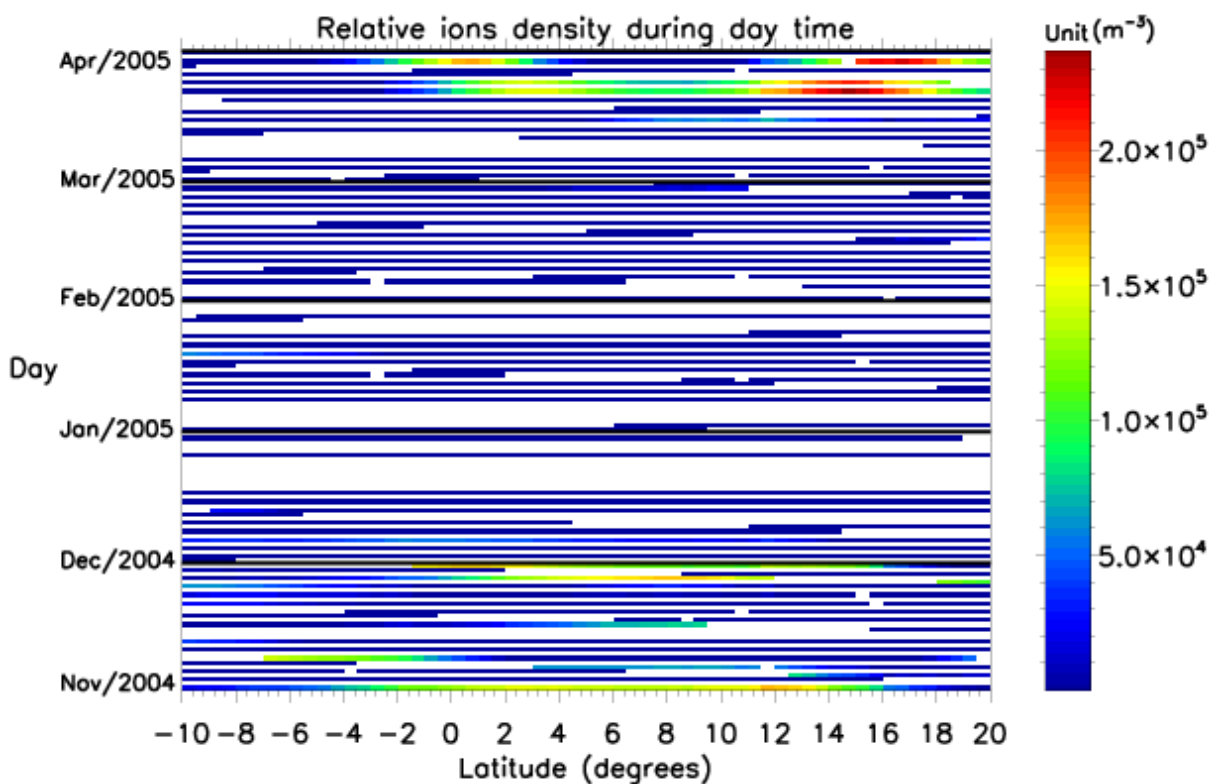


Figure I-23(c) : Partie de la densité des ions supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les cinq mois correspondants (du 01/11/2004 au 31/03/2005) pendant la journée.

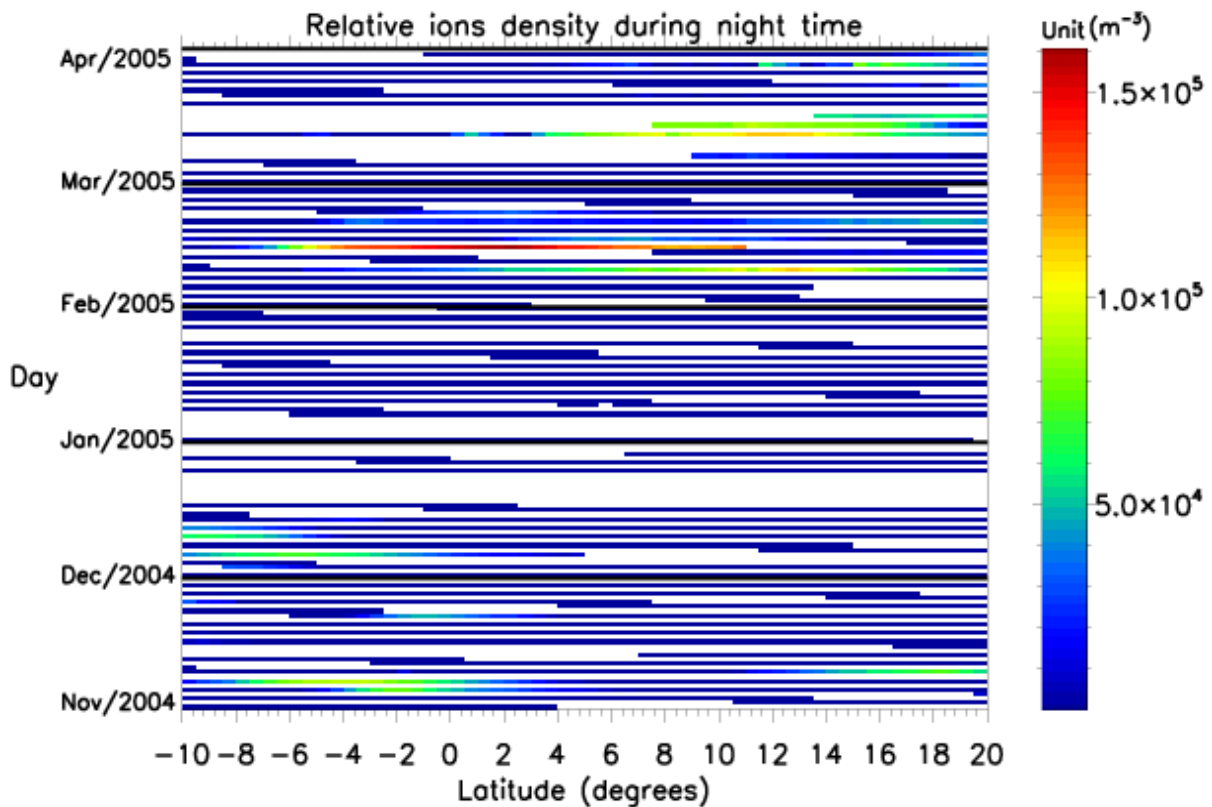


Figure I-23(d) : Partie de la densité des ions supérieure à la valeur moyenne plus l'écart-type évalués sur les cinq mois correspondants (du 01/11/2004 au 31/03/2005) pendant la nuit.

Ces Figures obtenues avec les données de DEMETER à l'altitude du satellite sont très similaires aux Figures obtenues avec les mesures de TEC car les plus importantes perturbations ont lieu aux mêmes périodes. Les Figures montrent :

1. des variations similaires pour les électrons et les ions,
2. des variations diurnes et nocturnes qui ont lieu aux mêmes périodes,
3. des variations importantes sont observées jusqu'à deux mois avant le choc principal. Une partie de ces perturbations est due à l'orage magnétique très important des 8-11 Novembre 2004. Cet orage magnétique ne peut cependant pas expliquer l'ensemble des perturbations observées car leur durée est bien supérieure à la durée des effets d'un orage majeur, généralement de l'ordre de 2 à 3 jours (Blanc et al., 1991). Sur les Figure I-15 on observe aussi cette longue anomalie (pendant Décembre 2004). Comme dans la conclusion du Chapitre 2.4.3, on peut supposer que ce sont des effets pré-séismiques.

4. après le choc principal, le nombre de réplique est si important que l'on ne peut distinguer les effets pré- et post séismiques. On peut seulement dire que d'une façon générale des perturbations plus importantes ont lieu autour de la période des deux plus gros séismes.

Y	M	D	Time	Lat.	Lon.	Dep	Mag.
2005	03	28	160936.53	2.09	97.11	30	5.70
2005	03	28	162116.31	1.11	97.00	30	5.80
2005	03	28	162546.85	1.52	97.08	30	5.40
2005	03	28	162556.87	1.63	97.17	30	5.30
2005	03	28	162738.12	0.43	97.67	30	5.20
2005	03	28	163356.46	0.93	97.91	30	5.00
2005	03	28	163440.57	2.34	96.60	28	5.40
2005	03	28	163843.10	1.23	97.49	30	5.90
2005	03	28	164429.78	2.09	96.50	30	5.50
2005	03	28	165835.71	2.28	96.18	30	5.10
2005	03	28	170334.43	2.04	96.46	30	5.00
2005	03	28	171146.47	0.85	97.52	30	5.00
2005	03	28	171258.32	0.84	97.38	30	5.00
2005	03	28	172332.83	2.84	98.76	30	5.20
2005	03	28	172417.18	1.78	97.10	30	5.30
2005	03	28	172909.35	1.63	97.08	30	5.00
2005	03	28	175947.31	1.00	97.87	30	5.40
2005	03	28	181323.26	1.31	97.14	30	5.00
2005	03	28	183044.56	0.92	97.87	36	6.10
2005	03	28	184853.50	2.75	96.05	30	5.40
2005	03	28	185014.11	2.39	97.16	30	5.20
2005	03	28	190219.91	1.01	97.82	30	5.80
2005	03	28	195401.09	2.47	96.76	26	5.10
2005	03	28	200625.56	1.04	97.46	23	5.10
2005	03	28	200656.14	1.97	96.94	26	5.30
2005	03	28	202323.47	1.00	97.90	36	5.10
2005	03	28	203517.42	1.75	97.13	27	5.10
2005	03	28	213409.32	1.08	97.58	30	5.00
2005	03	28	215255.17	1.32	97.10	30	5.00
2005	03	28	231300.96	0.17	97.04	38	5.70
2005	03	28	233731.35	2.89	96.41	29	5.60
2005	03	28	233948.11	2.91	96.39	28	5.40
2005	03	28	234444.79	2.86	96.35	27	5.00

Table I-6 : Temps , Locations, et magnitudes des séismes le 28/03/2005
(site serveur <http://eqint.cr.usgs.gov>)

PARTIE I I:

Turbulence à moyenne et basse latitude

4. TURBULENCE DE BASSE LATITUDE

4.1 GENERALITES SUR LA TURBULENCE ELECTROSTATIQUE OBSERVEE A MOYENNE ET BASSE LATITUDE DANS L'IONOSPHERE

On considère généralement que la turbulence électrostatique observée dans l'ionosphère aux moyennes et basses latitudes est produite par des irrégularités de densité électronique associée à un phénomène qui, selon les auteurs est appelé :

- "equatorial spread F" (F-diffus équatorial)
- "Convective Ionospheric Storms" (orages ionosphériques convectifs)

Selon Makela (2006), le terme le plus approprié est " Convective Ionospheric Storms (CIS)". Il a été construit par analogie avec les orages atmosphériques. Mais le terme « spread F » est beaucoup plus courant. Les observations utilisées pour caractériser le « spread F » ou le CIS sont appelées :

- "bite-outs" ou "plasma depletions", par les expérimentateurs satellites,
- "irregularities" ou "plumes", par les expérimentateurs radar,
- "depletions" ou "bubbles", par les expérimentateurs fournissant des images optiques.

Compte-tenu de leur très large utilisation dans les revues scientifiques nous parlerons de « bubbles ».

Quelle que soit l'appellation choisie, ce que l'on observe sur les données de basse altitude traversant la zone équatoriale (en particulier juste après le coucher du Soleil), est l'existence de "trous" de densité d'ions et d'électrons à l'équateur et de "bosses" ou "crêtes" de part et d'autre. On parle alors d'anomalie équatoriale ou anomalie d'Appleton. Les pics d'ionisation se situent généralement à $\sim 15^\circ$ de l'équateur magnétique. Mais il arrive que l'on en observe à des latitudes pouvant aller jusqu'à 30° (voir Kelley et al., 1989; Makela and Kelley, 2003). Deux exemples sont donnés dans Basu et al., (2001). Les irrégularités de densité électronique qui sont observées sont à l'origine des processus turbulents détectés sur les capteurs électriques.

Bien que plusieurs auteurs distinguent les turbulences électrostatiques de moyenne et de basse latitude dans le titre de leurs articles, il se focalisent essentiellement sur les turbulences équatoriales. Si l'on suppose que les processus turbulents ne sont générés que dans les régions de haute latitude ou dans les

régions équatoriales, il est probable que les turbulences de moyennes latitudes sont générées par des irrégularités produites aux hautes et aux basses latitudes et se déplaçant dans l'ionosphère. Toutefois, il n'est pas évident qu'un tel phénomène soit facile à mettre en évidence. Les pentes des densités de puissance observées sur AUREOL 3 à haute latitude (Cerisier et al., 1985) et à moyenne et basse latitude (Hobara et al., 2005) sont très voisines. Toutes suggèrent une turbulence du type « gradient drift instability ».

Reste les turbulences qui peuvent être engendrées par d'autres phénomènes dont la génération d'ondes de gravité et d'onde acoustique. A ce sujet, l'étude faite par Hobara et al. (2005) sur les effets potentiels des fortes activités sismiques n'est pas complètement conclusive. Si les densités de puissance semblent être légèrement plus fortes pendant les périodes sismiques, aucun effet sur les pentes des lois de puissance n'a été décelé. Mais la faible précision des mesures effectuées par les « filter bank » d'AUREOL 3, ne permettait pas vraiment de tester cette hypothèse.

4.2 REGIONS EQUATORIALES – OBSERVATIONS JUSTE APRES LE COUCHER DU SOLEIL

La turbulence équatoriale la plus étudiée est celle qui se produit après le coucher du Soleil. Elle est en effet à l'origine de phénomènes dits de scintillations qui perturbent énormément les transmissions radio à travers l'ionosphère et sont une source de dysfonctionnement pour des systèmes de communication et de radionavigation.

Le phénomène a été décrit par de nombreux auteurs. Il s'appuie sur le concept de «dynamo ionosphérique » développé entre autre par Blanc et Richmond (1980). Dans ce concept, on considère que pendant les périodes d'activité géomagnétique, les champs électriques et courants ionosphériques observés aux moyennes et basses latitudes sont modifiés pour au moins deux raisons :

- (a) l'interaction entre le vent solaire et la magnétosphère (on parle alors de « dynamo magnétosphérique ») qui produit des champs et des courants qui accèdent aux basses altitudes grâce à la conductivité de l'ionosphère. L'interaction a lieu aux hautes latitudes mais la conductivité de l'ionosphère

permet à certains de ces champs et courants d'accéder directement aux basses latitudes

- (b) l'énergie déposée dans la thermosphère modifie la circulation globale et donc les champs électriques et courants de moyenne et basse latitude (on parle alors de dynamo de perturbation ionosphérique ou de dynamo ionosphérique).

Dans les régions équatoriales, c'est le second type de mécanisme qui est considéré. Pendant le jour, Il génère un champ électrique dirigé vers l'Est. Une inversion du sens du champ se produit au passage jour/nuit (« terminator »). En toute rigueur, ce phénomène se produit lors de périodes d'activités géomagnétiques. Mais les observations montrent que son domaine d'application est plus large.

En supposant donc qu'à l'équateur un champ électrique dirigé vers l'Est s'établit pendant le jour, on a un schéma relativement simple de la formation de « bubbles » juste après le coucher du Soleil et par conséquent de la production de scintillations, (voir par exemple l'introduction de l'article de 2004 de Basu et al.). Le mécanisme invoqué est l'instabilité plasma d'interchange collisionnel (collisional interchange plasma) plus connu sous le nom d'instabilité de Rayleigh-Taylor (R-T) généralisée. Juste après le coucher du Soleil donc, sous l'effet du fort gradient de densité vertical qui se développe à la suite de recombinaisons rapides d'électrons et d'ions soumis à l'effet combiné de la gravitation, du champ électrique dirigé vers l'Est et de la vitesse des neutres qui est dirigée vers le bas, une instabilité R-T se produit au bas de la couche F. Le champ électrique dirigé vers l'Est, qui augmente après le coucher du soleil et atteint une valeur maximum avant de s'inverser, induit une dérive ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) du plasma vers le haut. Cette dérive, et plus particulièrement sa vitesse, joue un rôle essentiel dans la constitution et dans l'importance de l'anomalie équatoriale qui se forme lorsque le plasma diffuse vers le haut le long des lignes de force du champ magnétique. La structure de l'anomalie (qui inclue la position et l'amplitude des crêtes), la formation des bubbles et l'importance des scintillations dépendent de façon critique de la valeur maximale de la vitesse verticale de dérive (Kelley, 1989; Basu, 2002, etc.).

La variation du taux d'occurrence des bubbles observées après le coucher du Soleil a été étudiée par Burke et al. (2004-a, 2004-b) à partir des données satellites de ROCSAT-1 et DMSP. La distribution en longitude des taux d'occurrence mensuels des bubbles sur la période 1989 - 2003 montre : (a) des maxima principaux au-dessus des régions Amérique, Atlantique et Afrique : de Janvier à

Juillet et de Août à Décembre et (b) des pics secondaires au-dessus de l'Asie en Avril et de Juillet à Septembre.

En dépit de nombreuses études de cas (voir par exemple Basu et al., 2001, 2005 ; Bhattacharyya et al. 2002), il semble difficile de séparer les effets de temps local et de saison des effets liés à l'activité géomagnétique.

4.3 REGIONS EQUATORIALES – OBSERVATIONS JUSTE APRES LE LEVER DU SOLEIL

Les articles portant sur l'observation de bubbles en dehors des périodes de coucher de Soleil sont plutôt l'exception. L'incidence beaucoup moins forte sur les scintillations, et donc sur les systèmes de communication et de navigation, n'incite pas à travailler sur le sujet.

Quelques auteurs évoquent les bubbles observées juste avant le lever du Soleil (Burke, 1979, 1980; Yeh, 2001). Il semble que l'observation de bubbles à ces heures locales soient d'une part limitées en longitude et d'autre part fonction de l'activité géomagnétique. Mais, pour les périodes situées juste après le lever du soleil, qui correspondent aux orbites de jour de DEMETER, on trouve très peu d'informations dans les revues scientifiques. Burke (1979) suggère que les bubbles observées dans le secteur du matin sont soit des bubbles générées dans la partie nuit (à l'Est) soit des perturbations de densité qui se déplacent dans l'ionosphère. Toutefois, rapportant des observations radar, Fukao (2003) considère qu'il a observé après le lever du Soleil une irrégularité équatoriale se déplaçant vers le pôle puis disparaissant vers l'Ouest.

4.4 DISTRIBUTIONS EN K : EVENEMENTS SISMIQUES ET NON-SISMIQUES

Les processus turbulents sont généralement caractérisés par leurs distributions en longueur d'onde ou, ce qui revient au même, leurs distributions en nombre d'onde k . Pour des mesures effectuées sur une fusée ou sur un satellite, on déduit la distribution en k de la distribution en fréquence en tenant compte de la vitesse V_0 de la plateforme utilisée. Sous l'hypothèse dite de Taylor, on pose $\omega' = 2\pi f' \sim kV_0$, où f' est la fréquence et k le nombre d'onde le long de la direction du mouvement. Dans ce cas, la densité de puissance spectrale en $(f')^{-\alpha}$ est convertie en

une distribution spatiale $k^{-\alpha}$ avec la même pente (ou indice spectral) α . Les turbulences étudiées ici sont des turbulences observées dans une gamme de fréquence allant approximativement de 10 à 160 Hz, ce qui correspond à des échelles spatiales de turbulence allant de ~ 50 à 800m.

Plusieurs estimations de valeurs de α obtenues à des altitudes comparables à celles de DEMETER au voisinage de l'anomalie équatoriale, ou plus généralement à moyenne et basse latitude, ont été publiées. Celles qui se rapportent le plus aux données DEMETER sont celles effectuées par Hobara et al. (2005) à partir des données formes d'ondes et des données "filter bank" du satellite AUREOL 3. En ce qui concerne les données formes d'ondes, cinq passages du satellite à quelques jours d'intervalles (2 – 10 Juin 1982), dans les régions de moyennes et basses latitudes ont pu être analysés. Ils correspondaient tous à des passages de nuit (20 ~22 LT). Les valeurs de α obtenues pour la bande de fréquence 6 - 100 Hz étaient comprises entre 1.55 et 2. Ces valeurs sont très proches des valeurs (1.7 - 1.9) obtenues par Cerisier et al. (1985) sur des données hautes latitudes du même satellite AUREOL 3. Par contre, une analyse statistique effectuée sur 3 ans de données filter bank d'AUREOL 3 dans la même bande de fréquence (mais avec 3 composantes de Fourier seulement) donne des valeurs légèrement plus élevées (2. - 2.5) avec toutefois des variations en fonction de la saison et de l'heure locale. D'autres mesures, en particulier celles faites par Labelle et al. (1998) avec des valeurs de $\alpha \sim 3. - 4.$, suggèrent qu'il peut exister des turbulences à plus fortes pentes. Mais, en dépit des observations faites par Kelley (1987), il n'est pas certain que les caractéristiques de la turbulence obtenues par des mesures effectuées horizontalement (satellites) soient rigoureusement les mêmes que celles obtenues verticalement (fusées).

Dans la mesure où les valeurs des paramètres caractéristiques de la turbulence électrostatique (puissance moyenne et valeurs de α) seraient relativement stables sur des intervalles de temps de l'ordre de quelques jours, ce que semblent indiquer les résultats obtenus sur AUREOL 3, on peut penser qu'un suivi des variations des caractéristiques de la turbulence pourraient permettre d'identifier des événements du type événements sismiques. De fait, le régime de turbulence qui semble prédominant dans l'ionosphère, à haute comme à moyenne et basse latitude, semble être l'instabilité due au mouvement d'un gradient de densité (gradient drift instability). S'il s'avère que d'autres types d'instabilités, comme ceux générés par des

ondes de gravité acoustique, présentent d'autres valeurs des paramètres caractéristiques, on peut espérer mettre en évidence des signatures propres aux événements sismiques. Des observations faites dans d'autres gammes de fréquence, ou d'échelle spatiale suggèrent une telle possibilité. A des fréquences plus élevées (10-15 kHz) correspondant à des échelles spatiales de 0.5 à 0.8 m, Molchanov et al. (2002) ont montré sur des données du satellite IK-24 des cas d'augmentation de l'intensité de la turbulence au moment d'activités sismiques. Par contre, pour des échelles spatiales beaucoup plus grandes ($L \sim 15\text{-}300\text{km}$), Molchanov et al. (2004) font état d'une décroissance de l'intensité de la turbulence observée sur le satellite Cosmos-900 lors d'événements sismiques.

De nombreux autres travaux ont été publiés sur les paramètres caractéristiques des spectres de fluctuations de densité électronique. Cerisier et al. (2005) ont ainsi montré qu'une comparaison entre les pentes des spectres de champ électrique et des spectres de fluctuation électroniques permettait d'identifier sans ambiguïté l'instabilité à l'origine de la turbulence. Malheureusement, la période d'échantillonnage des mesures de la densité électronique sur DEMETER (1s.) ne permet pas de faire ici ce type d'étude.

5. CARACTERISATION DE LA TURBULENCE

5.1 CALCUL DE LA PENTE DU SPECTRE

Un processus turbulent est souvent caractérisé par la pente de la densité de puissance spectrale $S(f)$ d'une composante de son champ électrique et/ou magnétique (Cerisier et al., 1985). Pour une turbulence électrique, on s'intéressera bien évidemment à la pente de la densité spectrale d'une composante du champ électrique. Dans le cas d'un processus turbulent simple (c'est-à-dire à une pente) et isotrope (même pente quelque soit la composante) on écrit :

$$S(f) = f^{-\alpha}. \quad (\text{II-1})$$

On note α la pente. On estime cette pente via une technique de régression consistant à minimiser la distance quadratique pondérée entre les valeurs mesurées et prédites des $S(f_j)$, avec f_j composante de Fourier (voir Figure II-3).

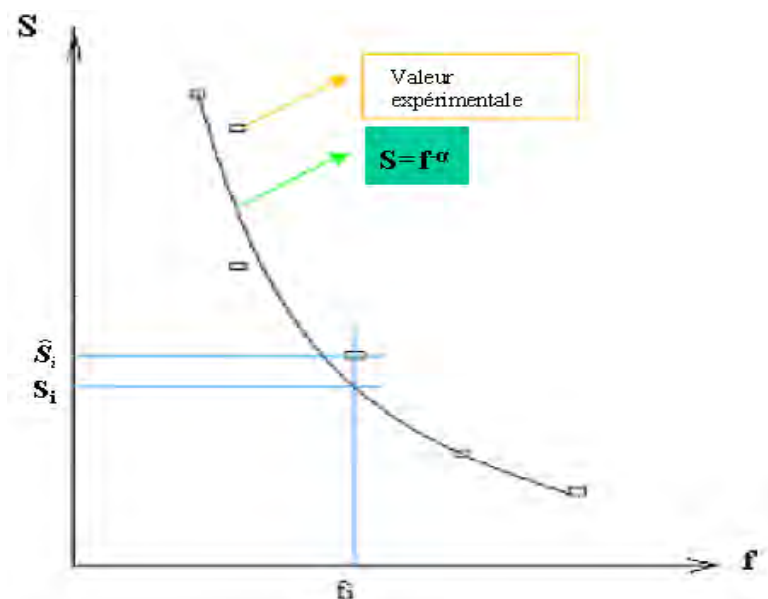


Figure II-3 : Exemple d'estimation de la pente d'un processus turbulent à partir d'une technique de régression.

Dans le cas le plus simple où le modèle a un seul paramètre α , on minimise les moindres carrés pondérés.

$$\Phi = \sum_i A_i^2 \cdot (\hat{P}_i - P_i)^2 \quad (\text{II-2})$$

avec

$$P_i = \log_{10}(S_i) \quad (\text{II-3})$$

A_i^2 est l'inverse de σ_i^2 , la valeur estimée de la variance de P_i mesurée.

$$\text{Donc, } A_i^2 = \frac{1}{E[\delta \hat{P}_i^2]} \quad (\text{II-4})$$

Pour faire les calculer ci-dessous, il faut prendre :

$S_i = a f_i^{-\alpha}$ avec une constante.

$$\Rightarrow P_i = \text{Log}_{10} S_i = -\alpha \text{Log}_{10} f_i + \text{Log}_{10} a$$

si $C = \text{Log}_{10} a$

$$\Rightarrow P_i = -\alpha \text{Log}_{10} f_i + C \quad (\text{II-5})$$

on en déduit :

$$\Phi = \sum_i A_i^2 [\hat{P}_i - (C - \alpha \log_{10}(f_i))]^2 \quad (\text{II-6})$$

pour l'équation (II-6), la condition pour avoir Φ minimal est :

$$\begin{cases} \frac{\partial \Phi}{\partial \alpha} = 2 \sum_i A_i^2 (\hat{P}_i - (C - \alpha \log_{10}(f_i))) \times \log_{10}(f_i) = 0 \\ \frac{\partial \Phi}{\partial C} = -2 \sum_i A_i^2 (\hat{P}_i - (C - \alpha \log_{10}(f_i))) = 0 \end{cases}$$

$$\Rightarrow \begin{cases} C \sum_i A_i^2 \cdot \log_{10}(f_i) - \alpha \sum_i A_i^2 \cdot (\log_{10}(f_i))^2 = \sum_i A_i^2 \cdot \hat{P}_i \cdot \log_{10}(f_i) \\ C \sum_i A_i^2 - \alpha \cdot \sum_i A_i^2 \cdot \log_{10}(f_i) = \sum_i A_i^2 \cdot \hat{P}_i \end{cases}$$

$$\Rightarrow \begin{bmatrix} \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) & -\sum_i A_i^2 (\log_{10}(f_i))^2 \\ \sum_i A_i^2 & -\sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} C \\ \alpha \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \log_{10}(f_i) \\ \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \end{bmatrix}$$

$$\Rightarrow \begin{bmatrix} C \\ \alpha \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) & -\sum_i A_i^2 (\log_{10}(f_i))^2 \\ \sum_i A_i^2 & -\sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \log_{10}(f_i) \\ \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \end{bmatrix}$$

\Rightarrow

$$\begin{bmatrix} C \\ \alpha \end{bmatrix} = \frac{1}{\sum_i A_i^2 \cdot \sum_i A_i^2 (\log_{10}(f_i))^2 - (\sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i))^2} \begin{bmatrix} \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \cdot \sum_i A_i^2 (\log_{10}(f_i))^2 - \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) \cdot \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \log_{10}(f_i) \\ \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) \cdot \sum_i A_i^2 \hat{P}_i - \sum_i A_i^2 \cdot \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \log_{10}(f_i) \end{bmatrix}$$

$$\Rightarrow \alpha = \frac{\sum_i A_i^2 \hat{P}_i \cdot \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i) - \sum_i A_i^2 \cdot \sum_i A_i^2 \hat{P}_i \log_{10}(f_i)}{\sum_i A_i^2 \cdot \sum_i A_i^2 (\log_{10}(f_i))^2 - (\sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i))^2} \quad (\text{II-7})$$

$$C = \frac{\sum_i A_i^2 \hat{P}_i + \alpha \sum_i A_i^2 \log_{10}(f_i)}{\sum_i A_i^2} \quad (\text{II-8})$$

Pour déterminer la valeur de A_i^2 , il faut que la valeur estimée de la variance de P_i mesurée $E[\hat{P}_i^2]$ soit connue. Pour ce faire, on calcule $\delta \hat{P}_i$ l'incertitude liée à l'incertitude sur $\delta \hat{P}_i$.

On a :

$$\begin{aligned} \hat{P}_{i+\delta} &\approx \hat{P}_i + \frac{\partial}{\partial \hat{S}_i} (\log_{10} \hat{S}_i) \delta \hat{S}_i \Rightarrow \delta \hat{P}_i = \frac{1}{\ln 10} \cdot \frac{1}{\hat{S}_i} \delta \hat{S}_i \\ &\Rightarrow E[\delta \hat{P}_i^2] = \frac{1}{(\hat{S}_i \cdot \ln 10)^2} E[\delta \hat{S}_i^2] \end{aligned} \quad (\text{II-9})$$

$$\text{on sais que } E[\delta \hat{S}_i^2] = \frac{\hat{S}_i^2}{BT} = \frac{\hat{S}_i^2}{N} \quad (\text{II-10})$$

$$\text{donc, équation (II-4)} \Rightarrow A_i^2 = 1/E[\delta \hat{P}_i^2] = N \cdot (\ln 10)^2 \quad (\text{II-11})$$

$$\text{équation (II-6), (II-4), (II-11)} \Rightarrow \alpha = \frac{\sum_i \hat{P}_i \cdot \sum_i \log_{10}(f_i) - N \cdot \sum_i \hat{P}_i \log_{10}(f_i)}{N \cdot \sum_i (\log_{10}(f_i))^2 - (\sum_i \log_{10}(f_i))^2} \quad (\text{II-12})$$

$$\text{équation (II-7), (II-4), (II-11)} \Rightarrow C = \frac{\sum_i \hat{P}_i + \alpha \sum_i \log_{10}(f_i)}{N} \quad (\text{II-13})$$

Le calcul de α se fait numériquement à partir du logiciel IDL de calcul du coefficient de régression linéaire.

5.2 CALCUL DES RESIDUS

Par définition, le résidu est l'écart quadratique entre les valeur mesurées et les valeurs prédites des $S(f_j)$. La valeur prédite s'obtient en recalculant les $S(f_j)$ après estimation de α . Si di est la différence entre les valeurs prédites et mesurées, on a:

$$R = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^W \frac{d_i^2}{\sigma_i^2} \quad (\text{II-15})$$

$$\sigma_i^2 = \frac{\hat{S}_i^2}{BT} = \frac{\hat{S}_i^2}{N}$$

on en déduit
$$R = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^W \frac{(\hat{S}_i - S_i)^2}{\frac{\hat{S}_i^2}{N}} \quad (\text{II-16})$$

L : nombre de composantes de Fourier.

Les spectre avec résidu < 2 . sont validés.

Pour parler de modèle le plus vraisemblable, on introduire la notion de matrice de variance-covariance sur le paramètre pente.

5.3 ERREURS DE VARIANCE DANS L'ESTIMATION DE LA PENTE

Pour estimer la pente α de variance minimale, on doit minimiser la quantité :

$$\Phi = \sum_i K_i^2 \cdot (\hat{S}_i - f_i(\alpha))^2 \quad (\text{II-17})$$

$$\text{avec : } K_i^2 = \frac{1}{\sigma_i^2} = \frac{BT}{\hat{S}_i^2} = \frac{N}{\hat{S}_i^2}$$

$$\text{et } f(\alpha) = C / f^\alpha \quad (\text{II-18})$$

pour estimer les erreurs sur α on suppose que les erreurs δS_i sur les données sont petites et on effectue un développement de Taylor au 1^{er} ordre autour de la solution obtenue en supposant que les erreurs sur les données ne sont pas bruitées, il vient :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \Phi}{\partial \alpha} &\approx \frac{\partial \Phi}{\partial \alpha} \Big|_{\alpha_0} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \vec{S}} \cdot \delta \vec{S} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2} \cdot \delta \alpha \\
\Rightarrow \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \vec{S}} \cdot \delta \vec{S} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2} \cdot \delta \alpha &= 0 \\
\Rightarrow \delta \alpha &= - \frac{\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \vec{S}} \cdot \delta \vec{S}}{\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2}}
\end{aligned} \tag{II-19}$$

L'erreur de variance sur la pente s'écrit alors :

$$\Rightarrow E[\delta \alpha^2] = \frac{\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \vec{S}} \right)^2 \cdot E[\delta \vec{S}^2]}{\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2} \right)^2} \tag{II-20}$$

Dans l'hypothèse où les erreurs de variance sur les \hat{S}_i ne sont pas corrélées, on peut écrire :

$$\Rightarrow E[\delta \alpha^2] = \frac{\sum_i \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \hat{S}_i} \right)^2 \cdot E[\delta \hat{S}_i^2]}{\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2} \right)^2} \tag{II-21}$$

$$\text{En partant de l'équation (II-17), on obtient : } \frac{\partial \Phi}{\partial \alpha} = 2 \sum_i K_i^2 (f_i(\alpha) - \hat{S}_i) \cdot \frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha} \tag{II-22}$$

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha^2} = 2 \sum_i K_i^2 (f_i(\alpha) - \hat{S}_i) \cdot \frac{\partial^2 f_i(\alpha)}{\partial \alpha^2} + 2 \sum_i K_i^2 \left(\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha} \right)^2 \tag{II-23}$$

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \alpha \partial \hat{S}_i} = 2 \frac{\partial}{\partial \hat{S}_i} \left(\sum_i K_i^2 (f_i(\alpha) - \hat{S}_i) \cdot \frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha} \right) = -2 K_i^2 \frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha} \tag{II-24}$$

on en déduit :

$$\begin{aligned}
E[\delta\alpha^2] &= \frac{\sum_i K_i^4 \left(\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha}\right)^2 \cdot \sigma_i^2}{\left[\sum_i K_i^2 \times \left[(f_i(\alpha) - \hat{S}_i) \frac{\partial^2 f_i(\alpha)}{\partial \alpha^2} + \left(\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha}\right)^2\right]\right]^2} \\
&= \frac{\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left(\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha}\right)^2}{\left[\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left[(f_i(\alpha) - \hat{S}_i) \frac{\partial^2 f_i(\alpha)}{\partial \alpha^2} + \left(\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha}\right)^2\right]\right]^2} \quad (\text{II-25})
\end{aligned}$$

En tenant compte de l'équation (II-18), et en prenant C=1, on obtient :

$$\frac{\partial f_i(\alpha)}{\partial \alpha} = -\ln(f_i) \times f_i^{-\alpha} \quad (\text{II-26})$$

$$\frac{\partial^2 f_i(\alpha)}{\partial \alpha^2} = (\ln f_i)^2 \times f_i^{-\alpha} \quad (\text{II-27})$$

équation (II-25), (II-26), (II-27)

$$\Rightarrow E[\delta\alpha^2] = \frac{\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} (\ln f_i)^2 \cdot (f_i(\alpha))^2}{\left[\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left[(f_i(\alpha) - \hat{S}_i) (\ln f_i)^2 \cdot f_i(\alpha) + (\ln f_i)^2 (f_i(\alpha))^2\right]\right]^2} \quad (\text{II-28})$$

$$\text{D'où } E[\delta\alpha^2] \approx \frac{1}{N \cdot \sum_i (\ln(f_i))^2}$$

La Figure II-4 présente un exemple d'estimation de la pente d'un processus turbulent observé à partir de l'expérience ICE de DEMETER. Les données utilisées sont des données forme d'onde du mode "burst" déclenché le 11 Novembre 2004 (orbite 1916-1) autour de 05 :53 :14 UT. Les paramètres de l'estimation sont portés sur les Figures. On considère que l'estimation est correcte lorsque le résidu est inférieur à 2.

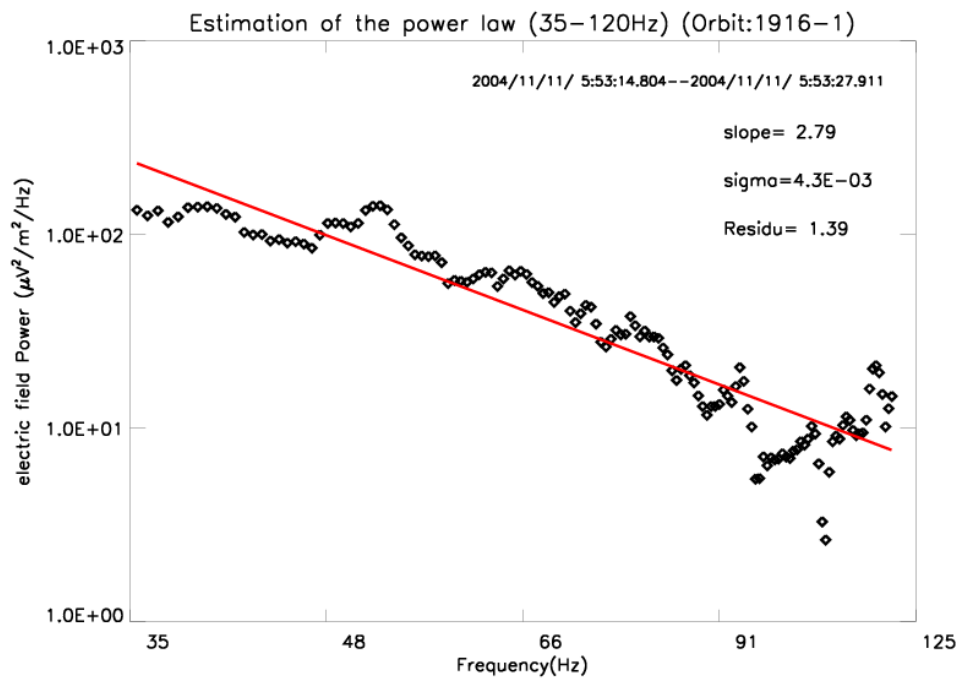


Figure II-4 : Exemple d'estimation de la pente du spectre d'un processus turbulent observé sur l'expérience ICE de DEMETER.

6. TURBULENCE ELECTROSTATIQUE OBSERVEE A MOYENNE ET BASSE LATITUDE SUR DEMETER

L'étude présentée ici à deux objectifs :

- caractériser de façon aussi complète que possible la turbulence électrostatique des moyennes et basses latitudes à l'altitude de DEMETER ;
- identifier les types de processus turbulents observés par DEMETER et mettre en évidence les paramètres géophysiques à l'origine des variations de leurs distributions géographiques et temporels.

Pour répondre au premier objectif on utilisera les données "formes d'ondes" du mode "burst" qui permettent de caractériser les lois de puissance des processus turbulents avec une haute résolution en temps et en fréquence. Pour les seconds par contre on utilisera les données spectrales du mode "survey" qui, si elles ont une faible résolution en temps et en fréquence, permettent en revanche d'établir des cartes statistiques.

Pour des raisons de cohérence (identification des types de turbulence et de leurs distributions géophysiques afin d'optimiser les études de cas) on présentera les résultats de l'analyse des données "survey" avant de présenter ceux de l'analyse des données "burst".

6.1 ANALYSE DES DONNEES SURVEY

6.1.1 Constitution d'une base de données

► Définition des cellules géographiques élémentaires

Les propriétés statistiques des données survey sont estimées dans des cellules géographiques élémentaires (voir Figure II-5). Chaque cellule C_i couvre un zone géographique s'étendant sur 2.5° en latitude et 5° en longitude. On définit ainsi 5184 cellules.

► Données enregistrées

Des études de cas ayant montré que la turbulence électrostatique était observée à des fréquences inférieures à ~ 160 Hz sur DEMETER, les données entrées dans la base de données sont les valeurs des spectres du mode survey aux huit

premières composantes de Fourier. La résolution en fréquence est de 19.5 Hz. La bande effectivement couverte est de 156 Hz.

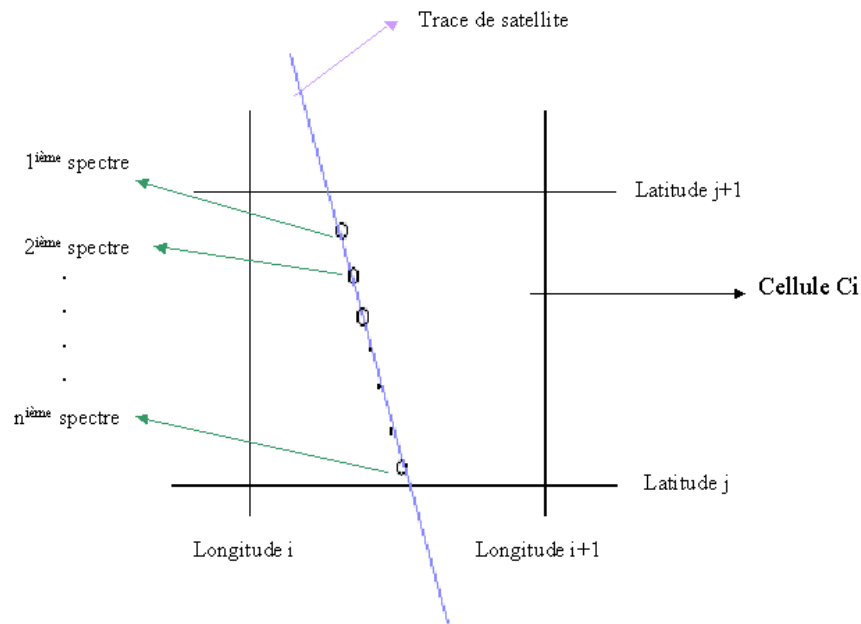


Figure 11-5 : Schéma de définition d'une cellule géographique.

6.1.2 Identification et caractérisation des processus turbulents

► Tests sur la puissance

Une façon de caractériser la puissance du champ dans la cellule C_i consiste à calculer la valeur P de la puissance de chaque spectre ($P = \sum_m S(f_m)$, avec $m=1,2,\dots,8$), puis de faire la moyenne des N valeurs P obtenues. Mais, compte tenu de sa moindre sensibilité aux valeurs erratiques, en particulier pour des faibles valeurs de N (il y a N spectres dans $i^{\text{ème}}$ cellule), nous préférons prendre la médiane des valeurs de P , nous la notons P_i . Pratiquement, si le nombre N est impair ($N=2n+1$), P_i est le $(n+1)^{\text{ème}}$ terme ; et si le nombre N est pair ($N=2n$), P_i est la moyenne des $n^{\text{ème}}$ et $(n+1)^{\text{ème}}$ termes. Une recherche de processus turbulent n'est faite que si la densité de puissance médiane est telle que $PG_i \geq PG_{\min}$, la valeur de PG_{\min} étant un seuil fixé arbitrairement : $10^{-3.0} \text{ mV}^2/\text{m}^2/\text{Hz}$. Lorsque $PG_i < PG_{\min}$, on met arbitrairement à zéro tous les paramètres caractéristiques de la turbulence dans la cellule C_i .

► Identification des processus turbulents

Un spectre de puissance $S_k(f)$ est appelé turbulent si les premières composantes de Fourier (au moins les 4) ont des valeurs de densité de puissance qui diminuent avec la fréquence, c'est à dire sont telles que $S_k(f_w) > S_k(f_{w+1})$. A partir de la cinquième composante de Fourier, dès que l'inégalité n'est pas respectée, on met arbitrairement toutes les valeurs de densité de puissance restantes à zéro.

► Caractérisation des processus turbulents

Un processus turbulent est caractérisé par :

- sa densité de puissance
- sa pente
- l'erreur de variance sur la puissance
- l'erreur de variance sur la pente

Dans l'optique d'un test a posteriori de l'homogénéité des spectres turbulents retenus dans chaque cellule élémentaire C_i on cherche à obtenir deux estimations de ces 4 paramètres dans chaque cellule. Pratiquement, on procède comme suit. Soit Q , le nombre de spectre retenus dans une cellule.

(1) Si $Q=1$, on ne peut estimer qu'une fois les 4 paramètres, qui caractérisent donc la turbulence dans la cellule élémentaire.

(2) Si $Q=2$, on cherche à savoir si les α appartiennent à la même distribution statistique ou non. Notons α_i la valeur la plus petite et α_j la valeur la plus grande,

▲ si $\alpha_i + \text{variance } \alpha_i \approx \alpha_j + \text{variance } \alpha_j$, on considère que α_i et α_j appartiennent à la même distribution statistique, et qu'il n'y a donc qu'un seul régime de turbulence. Sa pente est alors définie comme la moyenne de α_i et α_j , et sa densité de puissance comme la moyenne de P_i et P_j . Les variances sont également obtenues à partir des moyennes :

$$\alpha_{\text{moyenne}} = (\alpha_i + \alpha_j)/2$$

$$P_{\text{moyenne}} = (P_i + P_j)/2$$

$$\text{Variance de pente : } V_{\text{pente}} = \frac{(\alpha_{\text{moyenne}} - \alpha_i)^2 + (\alpha_{\text{moyenne}} - \alpha_j)^2}{2}$$

$$\text{Variance de puissance : } V_{\text{puissance}} = \frac{(P_{\text{moyenne}} - P_i)^2 + (P_{\text{moyenne}} - P_j)^2}{2}$$

▲ si α_i et α_j n'appartiennent pas à la même distribution statistique, on dit qu'il y a deux régimes de turbulence. Chacune garde ses propres valeurs caractéristiques.

(3) Si $Q \geq 3$, on calcule la médiane α_m des α_i et l'on cherche à savoir si la suite des valeurs des α_i est ordonnée par rapport à α_m (c'est à dire telle que : (a) $i < m$, $\alpha_i < \alpha_m$ et $i > m$, $\alpha_i > \alpha_m$; ou (b) $i < m$, $\alpha_i > \alpha_m$ et $i > m$, $\alpha_i < \alpha_m$) ou fluctue aléatoirement autour de α_m . Dans le premier cas, on a à l'évidence deux régimes de turbulence en présence dont on détermine les paramètres caractéristiques moyens. Dans le deuxième cas on considère qu'il y a qu'un processus turbulent. Ses paramètres caractéristiques sont celles du spectre médian.

6.2 DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE DES DENSITES DE PUISSANCE ET DES PENTES DES PROCESSUS TURBULENTS

Les Figures II-6(a), II-6(b) représentent respectivement les valeurs médianes des pentes et des densités de puissance estimées à partir des données survey, dans chaque cellule géographique élémentaire, le long d'une orbite (en l'occurrence, l'orbite 1916-1 du 11 novembre 2004).

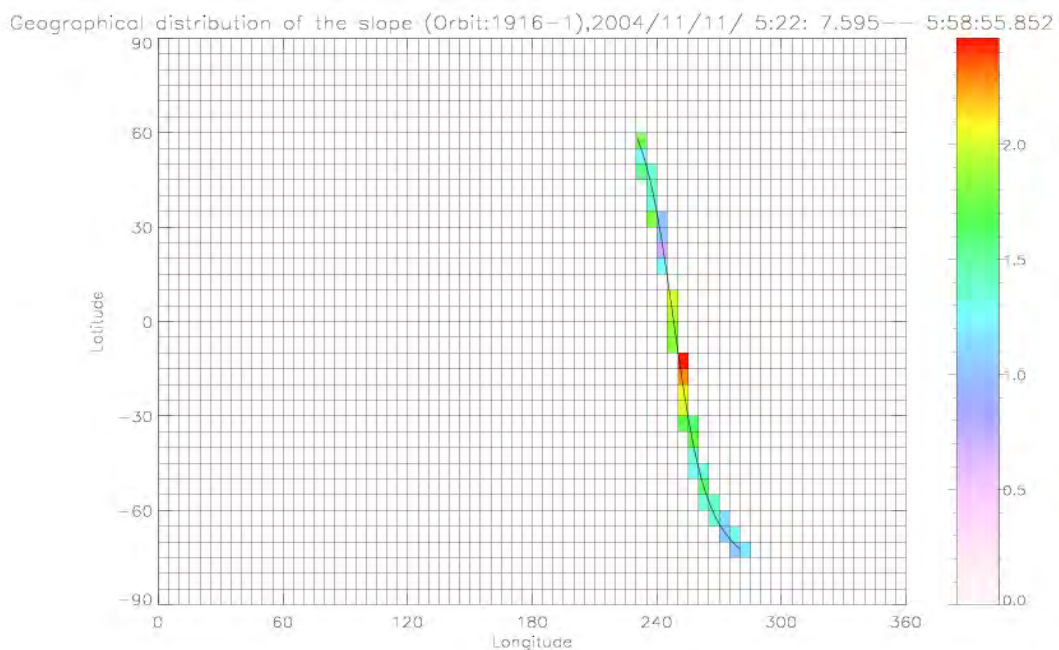


Figure II-6(a) : Variation de long d'une orbite des valeurs des pentes des spectres turbulents du mode survey : 11 novembre 2004, orbite 1916-1.

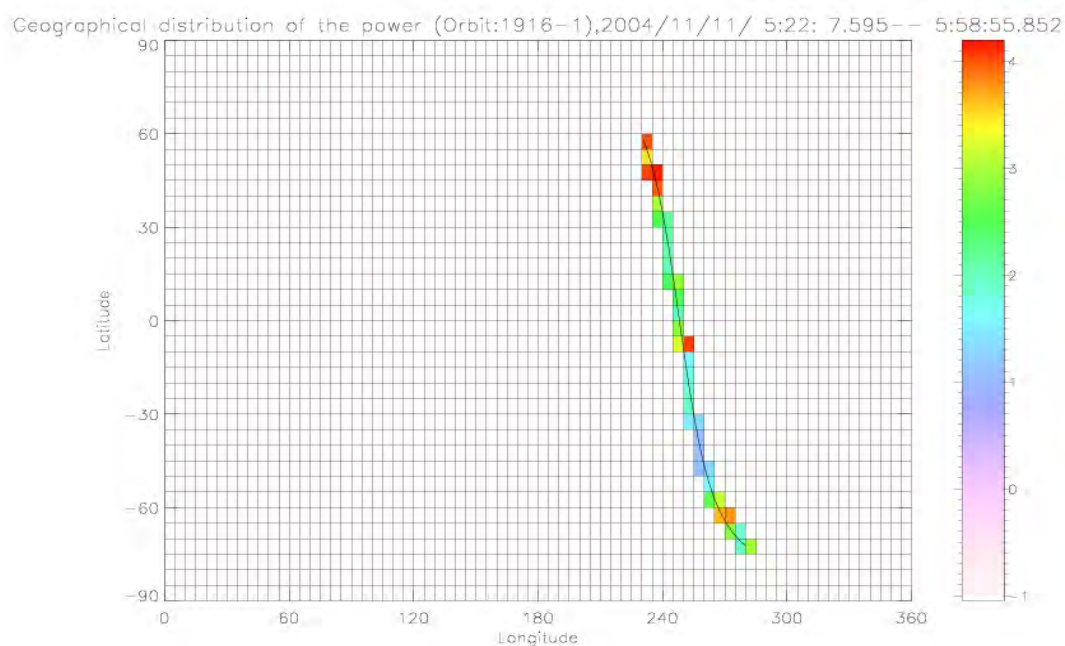


Figure II-6(b) : Variation le long d'une orbite des valeurs de la puissance moyenne de spectres turbulents du mode survey : 11 novembre 2004, orbite 1916-1.

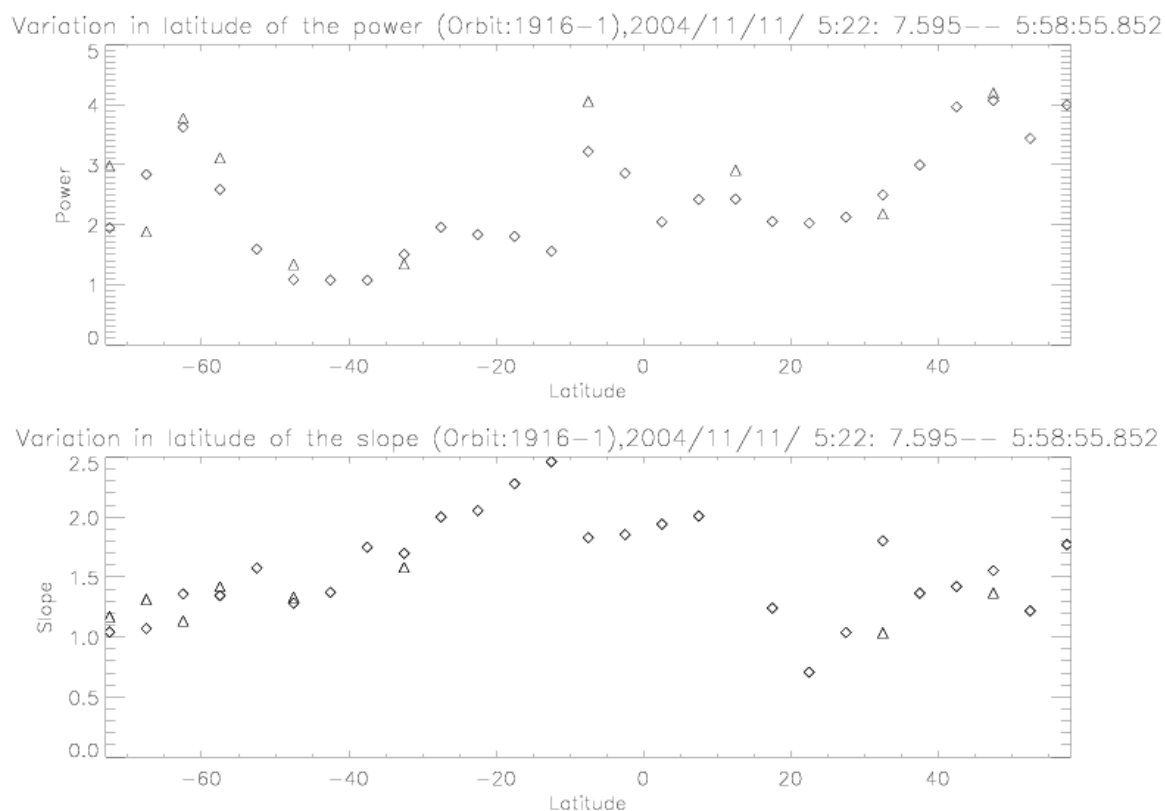


Figure II-6(c) : Variation temporelle de la pente des spectres turbulents estimée à partir des données du mode "burst" : 11 Novembre 2004, orbite 1916-1.

Pour les données bursts, qui ne concernent qu'une partie d'orbite, on a adopté des représentations plus classiques indiquant la variation des valeurs de la densité de puissance et de la pente en fonction de la latitude (voir Figure II-6 (c)).

Des examens comparatifs montrent : (1) que les valeurs des densités de puissance et de pente obtenues à partir des données survey et de données burst sont consistantes, mais que, comme l'on pouvait s'y attendre compte - tenu des différences entre les résolutions en temps et en fréquence, leur dynamique est plus grande pour les données burst que pour les données survey.

6.3 DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE DES PROCESSUS TURBULENTS OBSERVES SUR DEMETER

6.3.1 Effet des sondes de Langmuir sur les données DEMETER

Comme on le verra par exemple dans les cartes statistiques des Figures II.8 a, b, c et II.9 a, b, c, les valeurs des puissances moyennes obtenues entre Août et Octobre 2004 présentent des valeurs anormalement élevées aux latitudes et longitudes géographiques qui correspondent à des latitudes invariantes voisines de -30° et $+30^\circ$. Le spectrogramme de la Figure II-7, qui correspond à un passage de DEMETER au-dessus de l'hémisphère (géographique) Sud, montre de fait l'existence de fortes interférences autour de -10° de latitude géographique et 120° de longitude géographique, c'est-à-dire -30° de latitude invariante à l'altitude du satellite. Un examen détaillé d'une série d'analyses spectrales des 3 composantes électriques du champ montre que le niveau de perturbation dépend de la puissance utilisée par la sonde de Langmuir et de l'orientation des antennes électriques. Le fait que les interférences soient détectées à des latitudes invariantes fixes, c'est-à-dire pour des directions du champ magnétique terrestre spécifiques, et que leur niveau dépende de l'orientation des antennes électriques, suggère une directivité par rapport à la direction du champ magnétique terrestre de la perturbation du plasma provoquée par la sonde de Langmuir ou/et du champ électrique associé à cette perturbation.

A la suite de ces observations, la puissance utilisée par la sonde de Langmuir a été diminuée et la composante du champ électrique considérée pour l'étude des processus turbulents a été modifiée. La mise en œuvre de ces modifications a eu lieu le 23 Octobre 2004. Comme on pourra le constater par la suite, à partir de cette date,

les anomalies de densité de puissance observées autour de 40° ne sont plus visibles sur les cartes statistiques (Figure II-8 à 10). Un examen détaillé des données burst montre que les perturbations ne sont pas totalement supprimées. Des interférences sont toujours vues sur les formes d'ondes avec une périodicité de 1 Hz. Ceci pose des problèmes sur l'analyse des données bursts lorsque le rapport signal/bruit n'est pas suffisant. Les conséquences pratiques pour ces données sont l'impossibilité d'étudier les processus turbulents dans la gamme ULF et le manque de fiabilité des autres analyses autour de 40° de latitude invariante. Pour les données survey, les effets sont beaucoup moins sensibles. Les moyennes faites sur les fréquences (résolution de 19.5 Hz) atténuent très fortement les perturbations. Il convient toutefois de garder une certaine réserve sur les résultats obtenus dans les régions incriminées. Dans cette Figure, juste après 02:34 TU, il y a une calibration à 625 Hz. Autour de 500 Hz, on voit la fréquence coupure des ondes près de la gyrofréquence de protons.

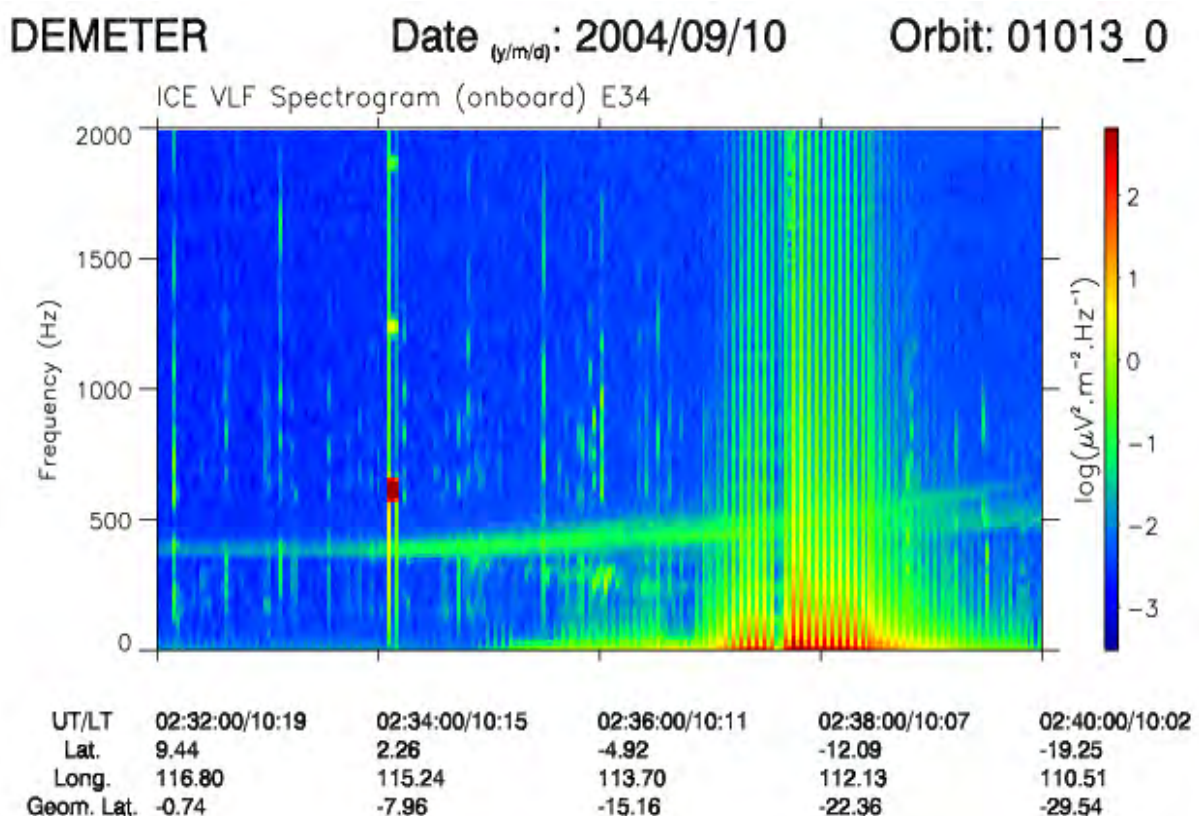
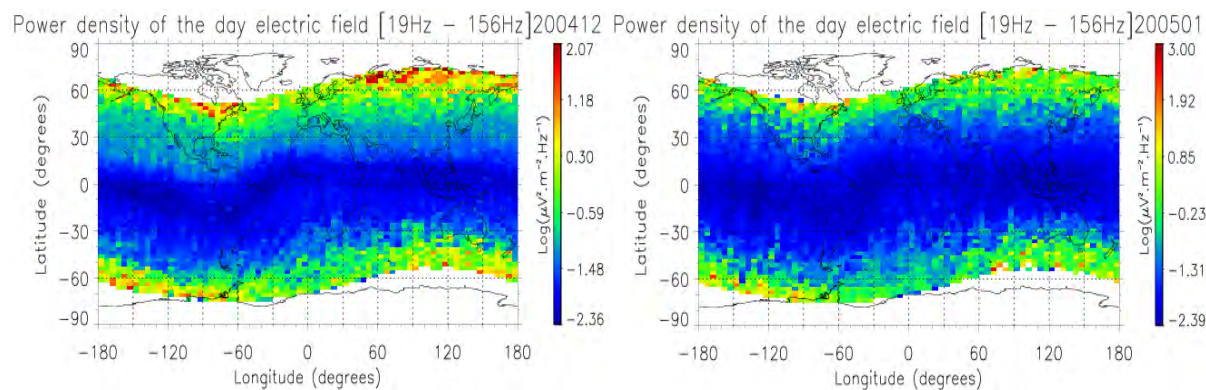
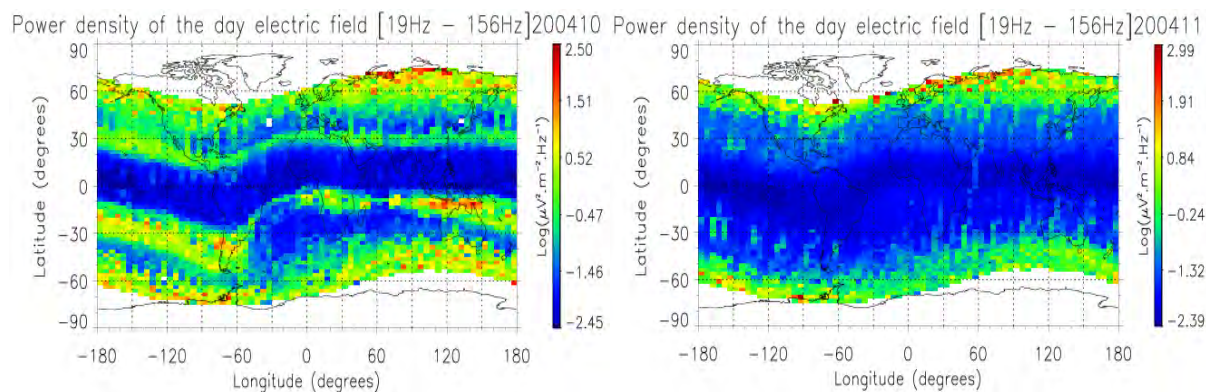
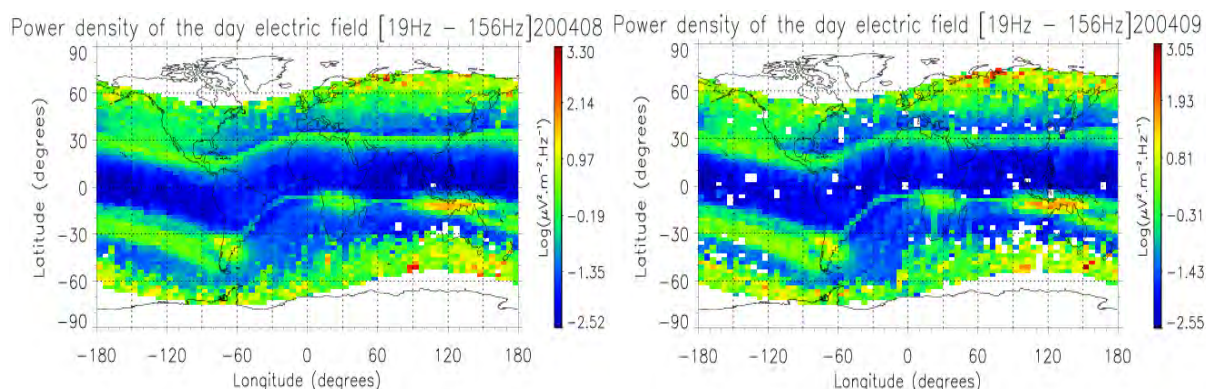


Figure II-7 : Exemple de perturbations électromagnétiques provoquées par la sonde de Langmuir : spectrogramme VLF d'une composante du champ électrique (10 Septembre 2004, orbite:1013-0)

6.3.2 Puissance moyenne des processus turbulents - passages de jour

La distribution géographique de la puissance moyenne des processus turbulents a été estimée à partir des spectres turbulents du mode survey pour les passages de jour, en l'occurrence les passages à ~ 10h en temps local. Afin de mettre en évidence les variations saisonnières, des valeurs moyennes ont été estimées, dans chaque cellule géographique élémentaire, pour chaque mois de la période Août 2004 - Août 2005. Les cartes statistiques obtenues sont présentées dans les Figures II-8 a-m.



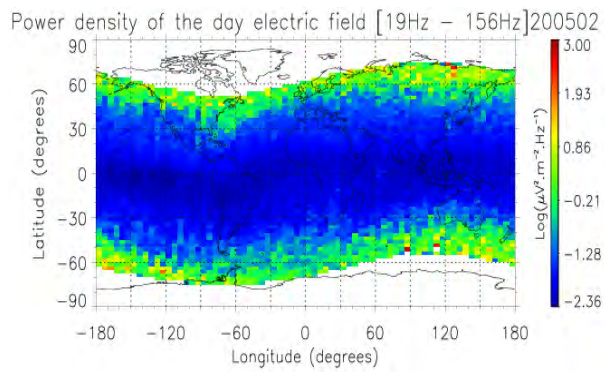


Figure II-8 (g) : 02/2005

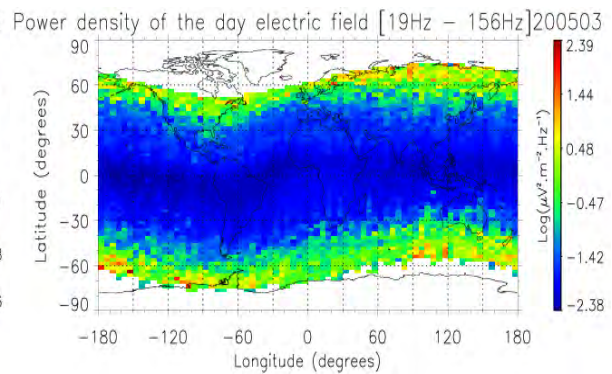


Figure II-8 (h) : 03/2005

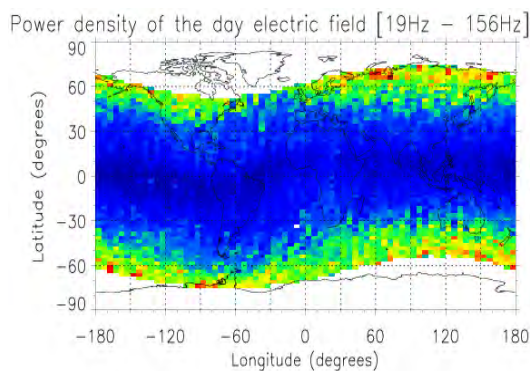


Figure II-8 (i): 04/2005

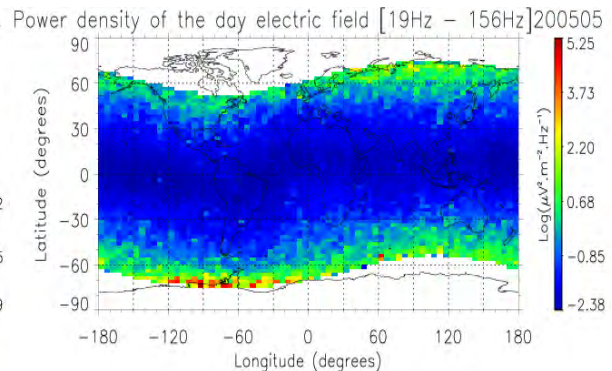


Figure II-8 (j): 05/2005

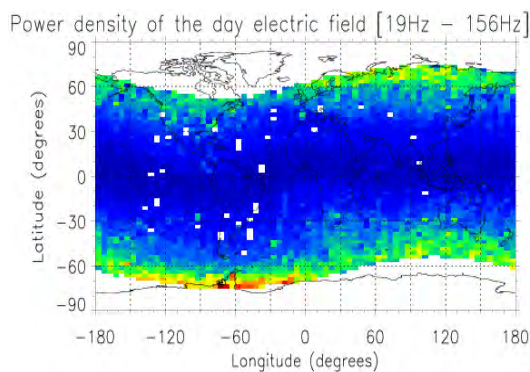


Figure II-8 (k): 06/2005

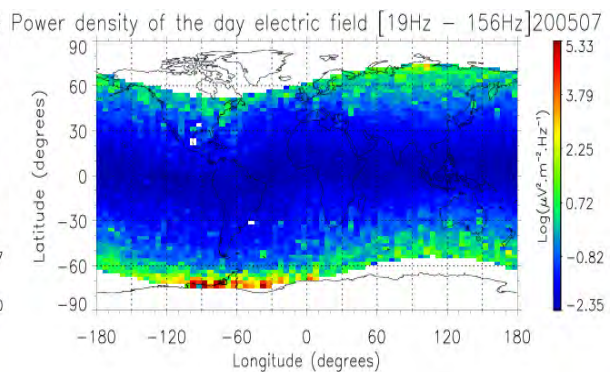


Figure II-8 (l): 07/2005

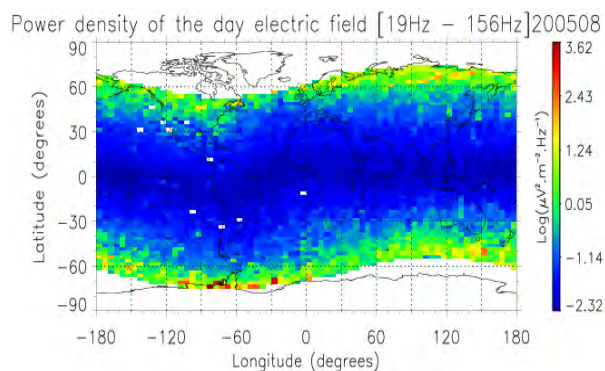


Figure II-8 (m) : 08/2005

Figure II-8 (a-m) : Distribution géographique des valeurs de puissance moyenne des spectres turbulents (19Hz-156Hz) pendant la période Août 2004 - Août 2005 : orbites de jour (~ 10 H TL).

Trois points peuvent être notés :

- (a) comme indiqué dans la sous-section précédente, les effets des sondes de Langmuir apparaissent très clairement autour des latitudes invariantes égales à -40° et $+40^\circ$ au début de la mission,
- (b) comme on pouvait le penser, les processus turbulents sont extrêmement forts dans les régions aurorales (précipitations de particules), la distribution des puissances moyennes varie avec la saison, mais l'interprétation de ces résultats n'entre pas dans le cadre de la thèse,
- (c) les valeurs moyennes des puissances sont au-dessus du seuil d'amplitude qui a été fixé (voir § 6.1.2), c'est-à-dire très proches du niveau de bruit.

6.3.3 Puissance moyenne des processus turbulents - passages de nuit

Les mêmes cartes statistiques ont été élaborées pour les observations de nuit, en l'occurrence à $\sim 22\text{H}$ en temps local. A quelques différences près (les caractéristiques de la turbulence haute latitude sont quelque peu différentes pour les passages de jour et de nuit) les remarques (a) et (b) faites pour les passages de jour sont les mêmes. Pour les moyennes et basses latitudes par contre, la situation n'est pas la même. Des processus turbulents sont clairement détectés entre approximativement -30° et $+30^\circ$ de latitude invariante. De Décembre 2004 à Février 2005, une région semble privilégiée au-dessus du Nord du Brésil. Pour les autres mois par contre, il ne semble pas qu'il y ait de longitudes privilégiées.

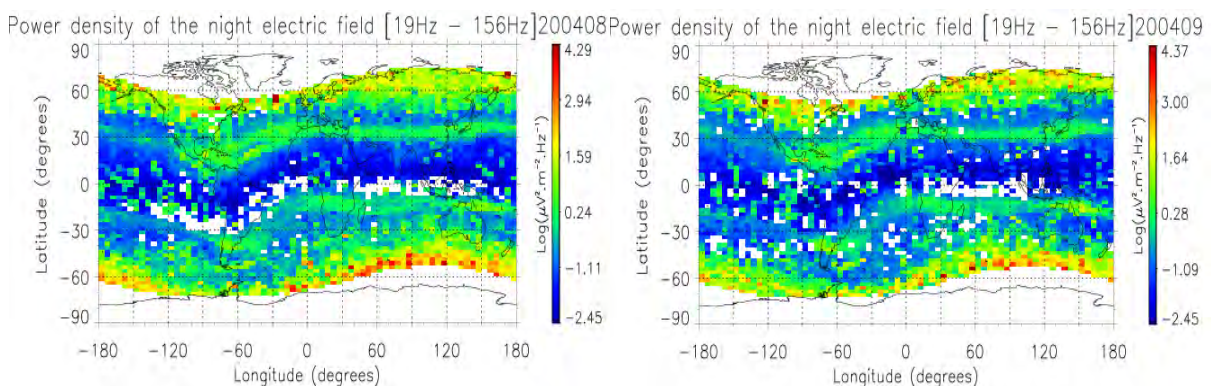


Figure II-9 (a): 08/2004

Figure II-9 (b): 09/2004

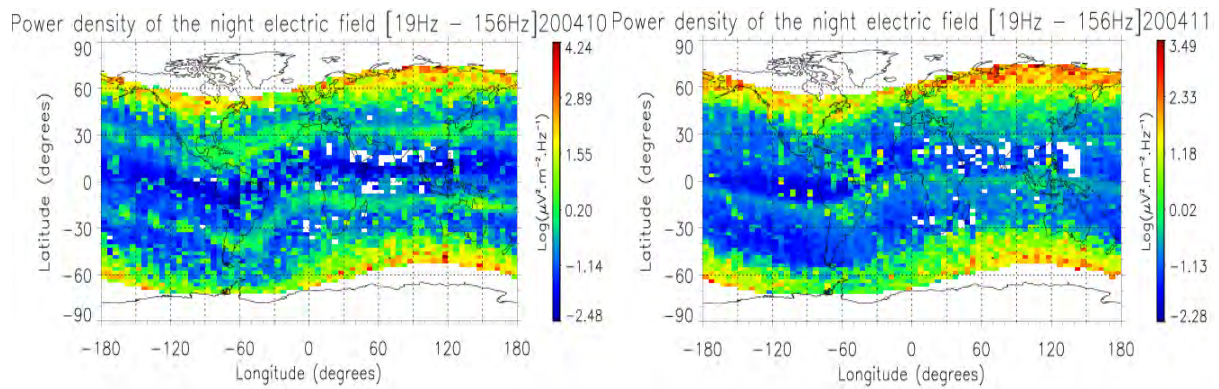


Figure II-9 (c) : 10/2004

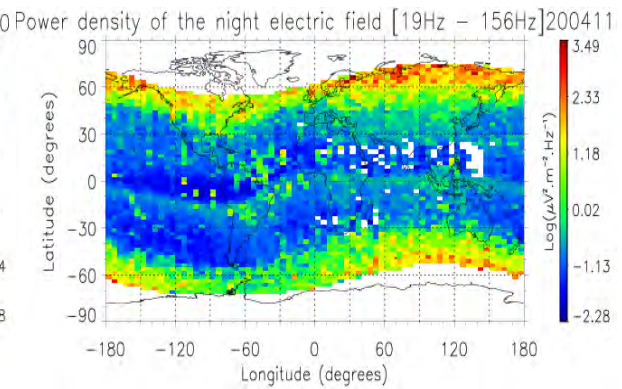


Figure II-9 (d) : 11/2004

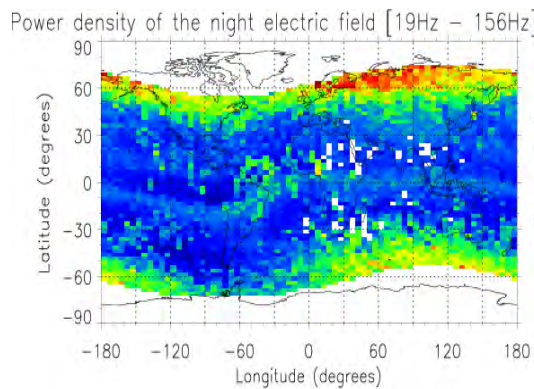


Figure II-9 (e) : 12/2004

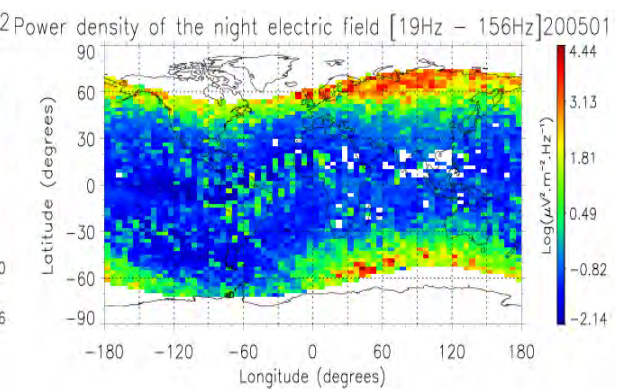


Figure II-9 (f) : 01/2005

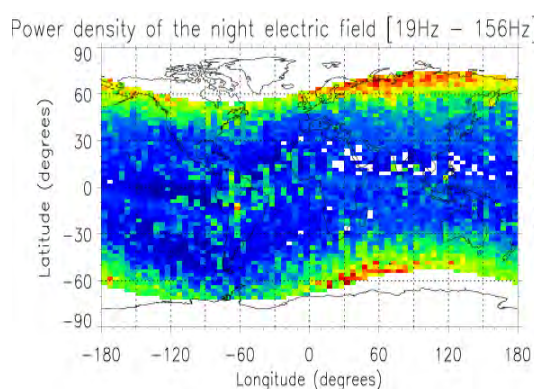


Figure II-9 (g): 02/2005

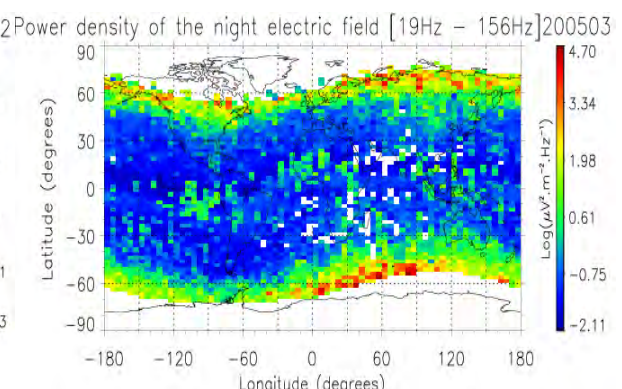


Figure II-9 (h): 03/2005

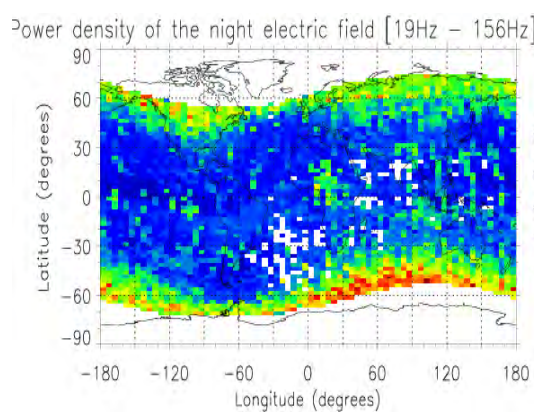


Figure II-9 (i): 04/2005

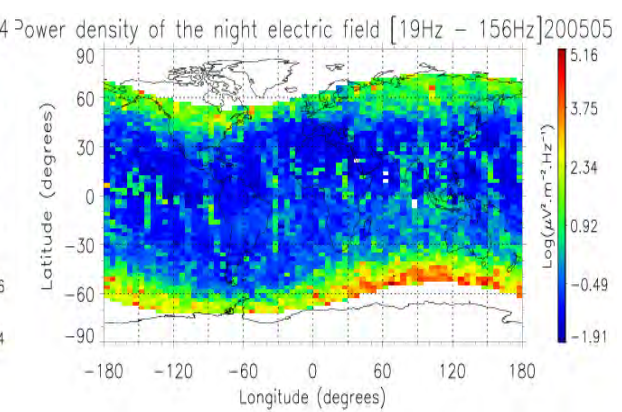


Figure II-9 (j): 05/2005

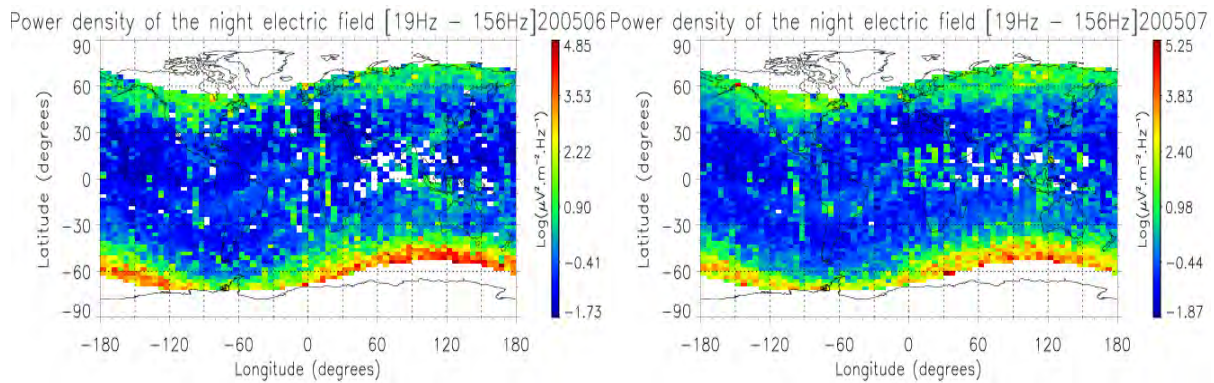


Figure II-9 (k): 06/2005

Figure II-9 (l): 07/2005

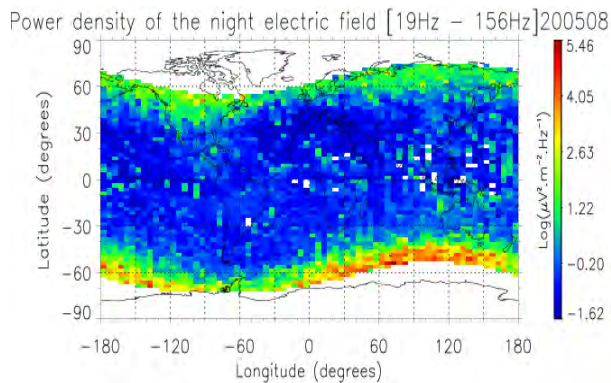


Figure II-9 (m) : 08/2005

Figure II-9 (a-m) : Distribution géographique des valeurs de la puissance moyenne des spectres turbulents (19Hz-156Hz) pendant la période Août 2004 - Août 2005 : orbites de nuit (~ 22 H TL).

6.3.4 Pentas - passages de jour

Des distributions géographiques des moyennes mensuelles des valeurs des pentes α ont été élaborées pour les orbites de jour (~ 10h TL) à partir des spectres turbulents du mode survey (voir Figure II-10 a-m). Si on laisse de côté les valeurs obtenues aux hautes latitudes (en dehors du cadre de la thèse) et les trois premiers mois où les données sont perturbées par la sonde de Langmuir, on note qu'en dépit de puissances moyennes au-dessous du seuil retenu dans les analyses précédentes, des valeurs de α relativement consistantes sont observées dans les régions de moyenne et basse latitude. Les valeurs des pentes sont relativement plus élevées aux longitudes comprises entre -180° et -60° .

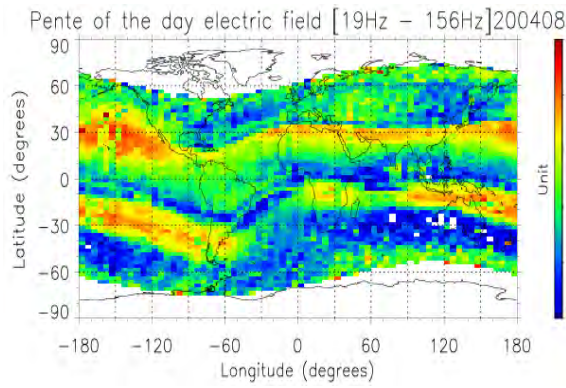


Figure II-10 (a): 08/2004

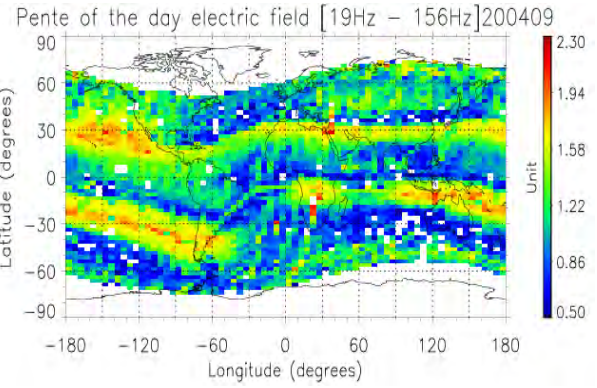


Figure II-10 (b): 09/2004

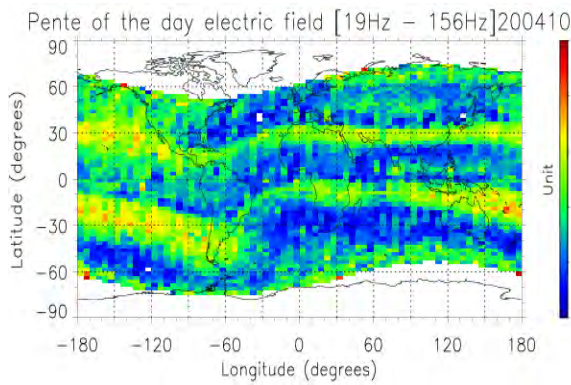


Figure II-10 (c) : 10/2004

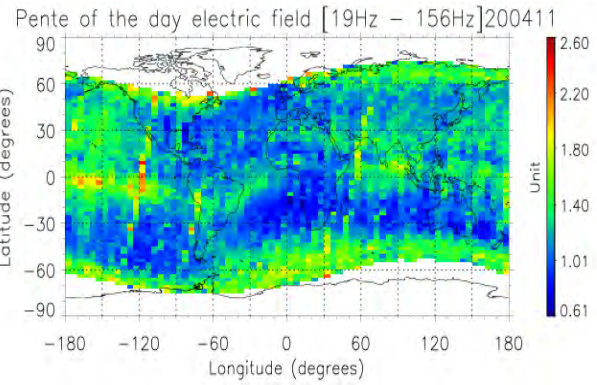


Figure II-10 (d) : 11/2004

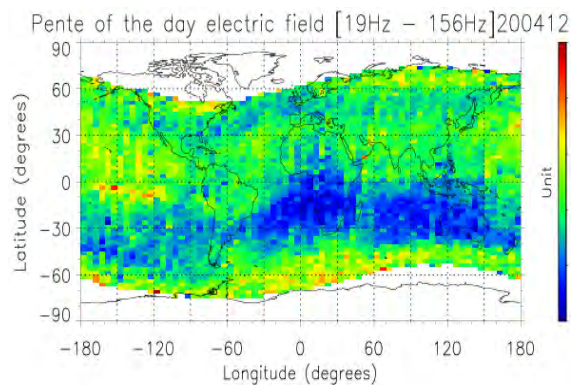


Figure II-10 (e) : 12/2004

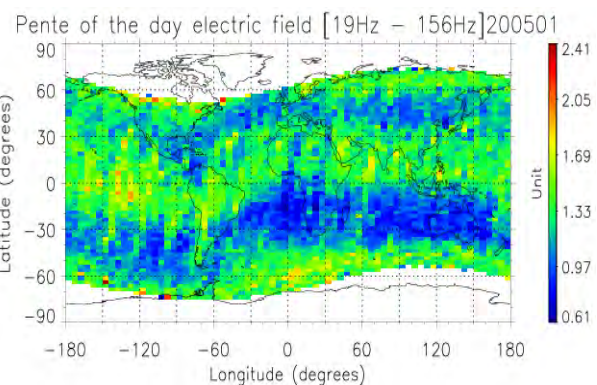


Figure II-10 (f) : 01/2005

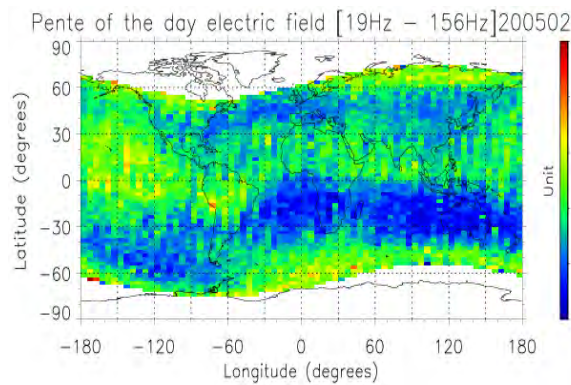


Figure II-10 (g): 02/2005

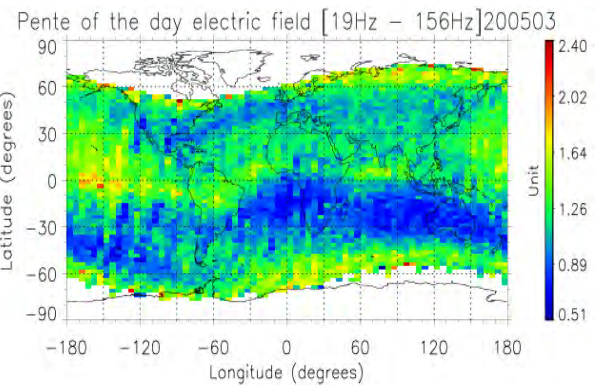


Figure II-10 (h): 03/2005

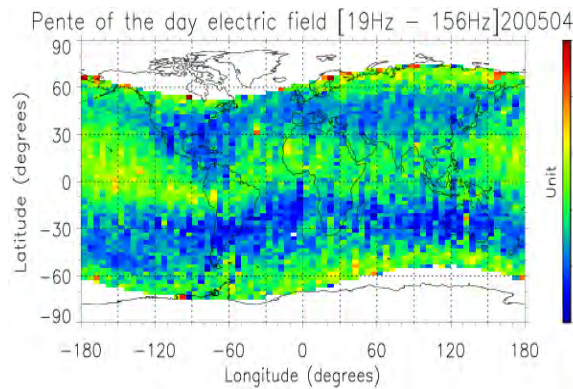


Figure II-10 (i): 04/2005

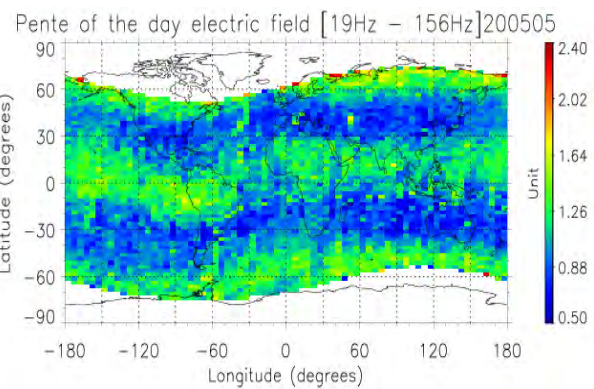


Figure II-10 (j): 05/2005

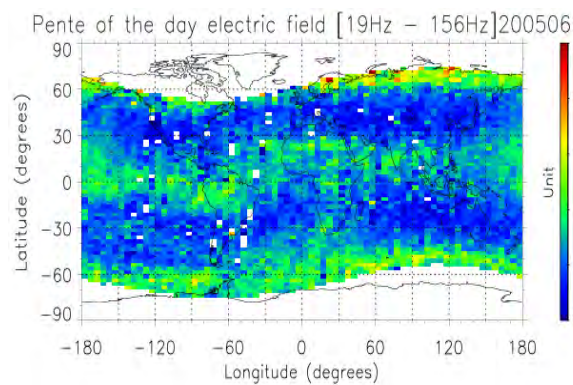


Figure II-10 (k): 06/2005

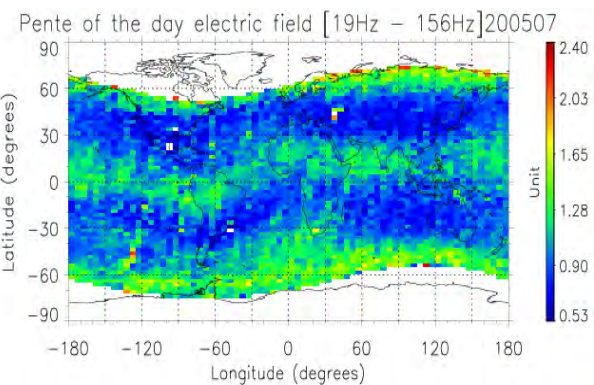


Figure II-10 (l): 07/2005

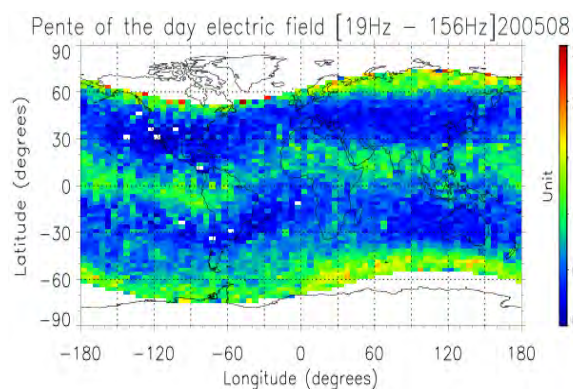
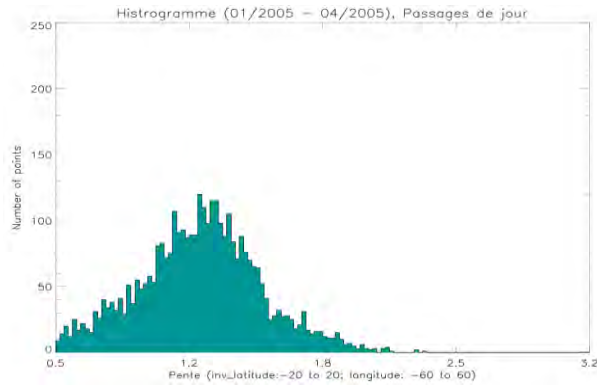


Figure II-10 (m) : 08/2005

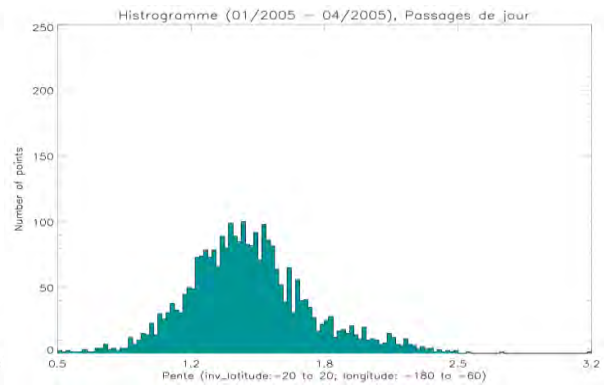
Figure II-10 (a-m) : Distribution géographique des valeurs de la pente des spectres turbulents (19Hz-156Hz) pendant la période Août 2004 - Août 2005 : orbites de jour (~ 10 H TL)

Pour préciser cette remarque, des histogrammes des valeurs de pente ont été effectués dans des domaines couvrant : (a) des latitudes invariantes comprises entre -20° et $+20^\circ$, (b) trois domaines de longitudes. Les histogrammes ont été calculés : d'une part pour les mois Janvier - Avril 2005 (voir Figures II-11 a-c) et d'autre part pour les mois Mai -Août 2005 (voir Figures II-12 a-c). Les valeurs de α au maximum

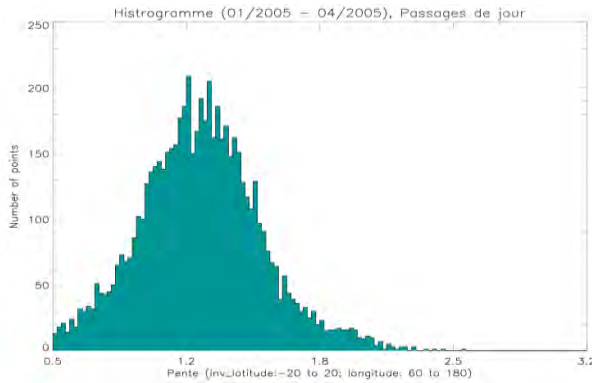
de l'histogramme ainsi qu'à la moitié et au dixième du maximum sont donnés dans Table I.



**Figure II-11(a) : Histogrammes des pentes
 $-180^\circ < \text{longitudes} \leq -60^\circ$**

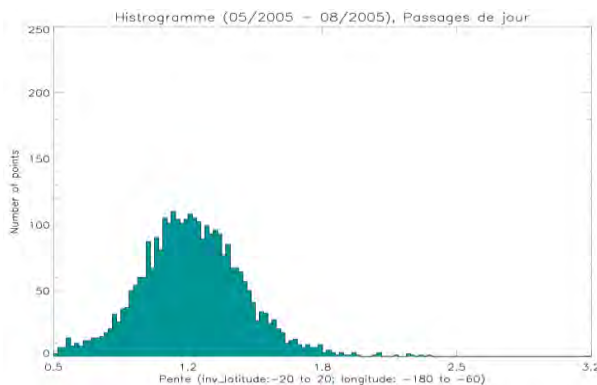


**Figure II-11(b) : Histogrammes des pentes
 $-60^\circ < \text{longitudes} \leq 60^\circ$**

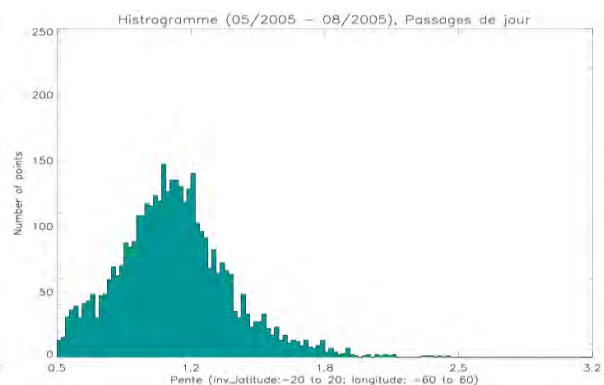


**Figure II-11(c) : Histogrammes des pentes
 $60^\circ < \text{longitudes} \leq 180^\circ$**

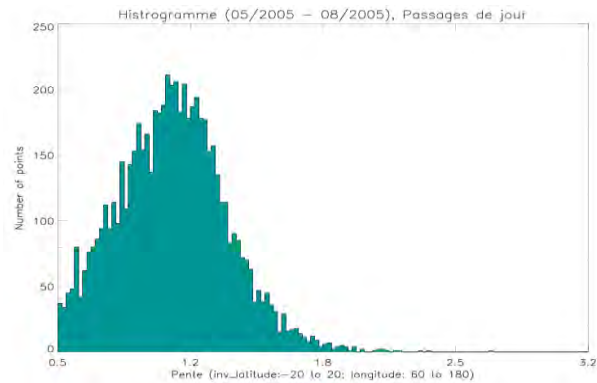
Figure II-11(a-c) : Orbites de jour (~10H TL), histogramme des valeurs de la pente des spectres turbulents obtenus entre -20° et $+20^\circ$ de latitude invariante, pour différents domaines de longitude, de Janvier à Avril 2005.



**Figure II-12(a) : Histogrammes des pentes
 $-180^\circ < \text{longitudes} \leq -60^\circ$**



**Figure II-12(b) : Histogrammes des pentes
 $-60^\circ < \text{longitudes} \leq 60^\circ$**



**Figure II-12(c) : Histogrammes des pentes
60° < longitudes ≤ 180°**

Figure II-12(a-c) : Orbites de jour (~10H TL), histogramme des valeurs de la pente des spectres turbulents obtenus entre -20° et +20° de latitude invariante, pour différents domaines de longitude, de Mai à Août 2005.

Janvier - Avril 2005

	Longitudes		
valeurs de α	- 60° à 60°	-180° à -60°	60° à 180°
au maximum	1.3	1.3	1.25
au maximum / 2	0.9 - 1.5	1.2 - 1.6	0.9 - 1.6
au maximum / 10	0.5 - 2.	0.9 - 2.1	<0.5 - 2.

Table I – a : résultat d'hiver (Janvier – Avril 2005)

Mai-Août 2005

	Longitudes		
valeurs de α	-60° à 60°	-180° à -60°	60° à 180°
au maximum	1.2	1.1	1.1
au maximum / 2	0.9 - 1.5	0.8 - 1.3	0.8 - 1.3
au maximum / 10	0.6 à 1.7	<0.5 - 1.8	<0.5 - 1.7

Table I – b : résultat d'été (Mai – Août 2005)

Table I : Les valeurs au maximum, à la moitié et au dixième du maximum de l'histogramme des valeurs de la pente en région équatoriale (latitude invariante entre -20° et 20°) pour trois domaines de longitudes.

Il apparaît que la grande majorité des pentes ont des valeurs de α inférieures à 1.5, ce qui, si l'on compare avec les valeurs obtenues par d'autres auteurs (voir par exemple Hobara et al., 2005) suggère qu'une grande partie des spectres classés

comme turbulents pendant les orbites de jour sont des spectres bruités. Compte tenu des valeurs des puissances moyennes sur ces orbites, il est probable que le rapport signal/bruit est trop faible pour avoir des estimations fiables des pentes α .

Incidemment, on notera que les pentes obtenues pendant la période Janvier - Avril 2005 sont plus élevées (et donc sans doute plus fiables) que pendant la période Mai-Août 2005. Le pourcentage des valeurs fortes de la pente (> 1.8) pendant la période Janvier - Avril 2005 est plus fort que pendant la période Mai-Août 2005 (voir Figure II-11 et II-12).

6.3.5 Pentes - passages de nuit

Les distributions géographiques des moyennes mensuelles des valeurs de pente α pour les orbites de nuit (~ 22 h TL) sont données sur les Figures II-13 a-m. Une zone de turbulence avec des pentes fortes, pouvant aller jusqu'à plus de 3.5, se dégage très clairement entre -90° et 0° du mois d'Octobre 2004 au mois de Mars 2005. Bien que nettement visibles sur la carte statistique, les effets de la sonde de Langmuir n'empêchent pas de mettre en évidence la zone de turbulence à forte pente pendant le mois d'Octobre 2004. Pendant le mois de Mars 2005 la zone de turbulence à forte pente tend à devenir plus diffuse. Pendant les mois suivants aucune structure n'est mise en évidence. Il semble qu'il y ait là un effet saisonnier. Ce point sera examiné de façon plus détaillée par la suite.

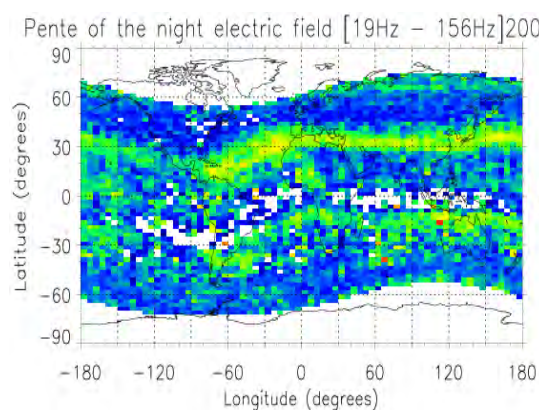


Figure II-13 (a): 08/2004

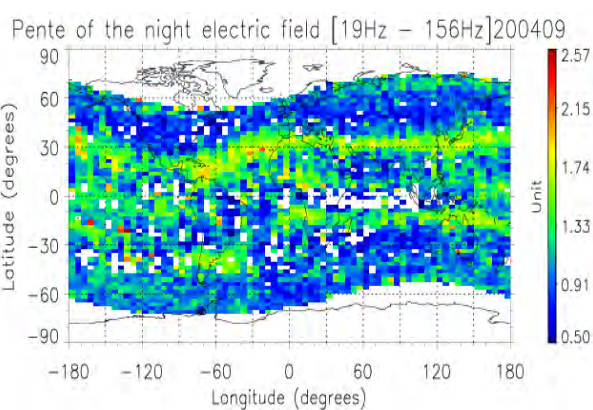


Figure II-13 (b): 09/2004

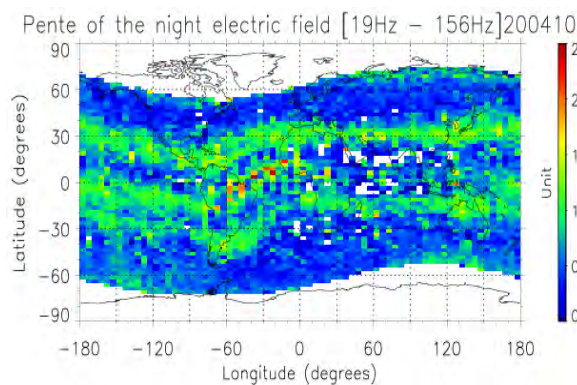


Figure II-13 (c) : 10/2004

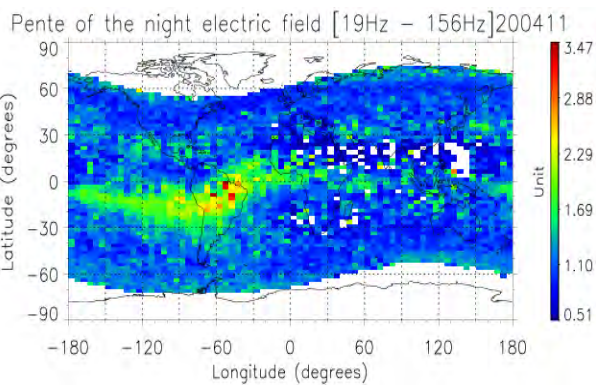


Figure II-13 (d) : 11/2004

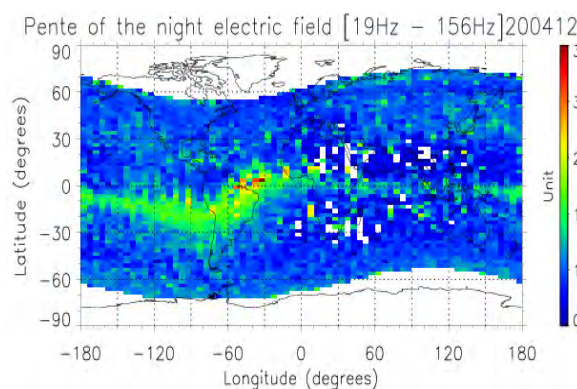


Figure II-13 (e) : 12/2004

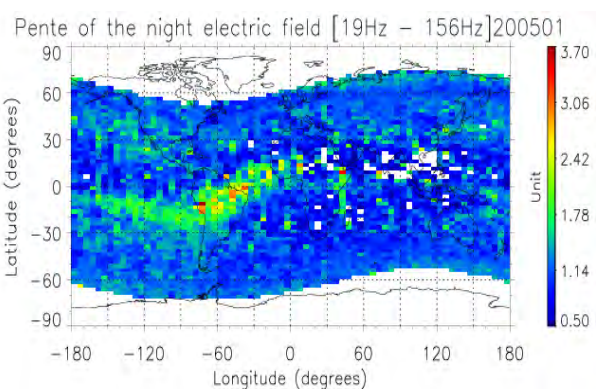


Figure II-13 (f) : 01/2005

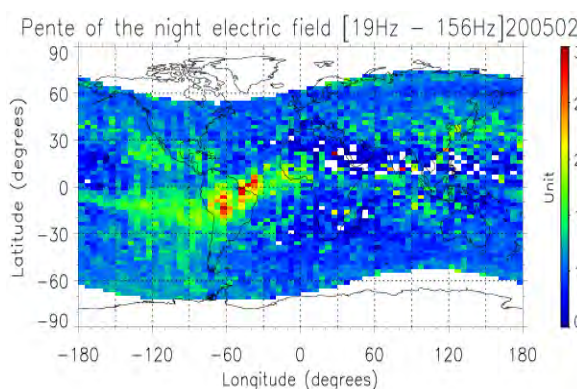


Figure II-13 (g): 02/2005

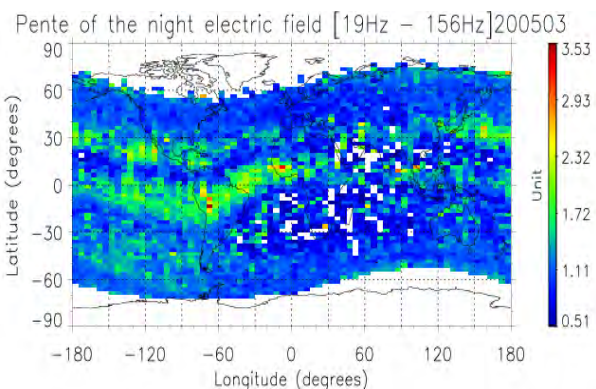


Figure II-13 (h): 03/2005

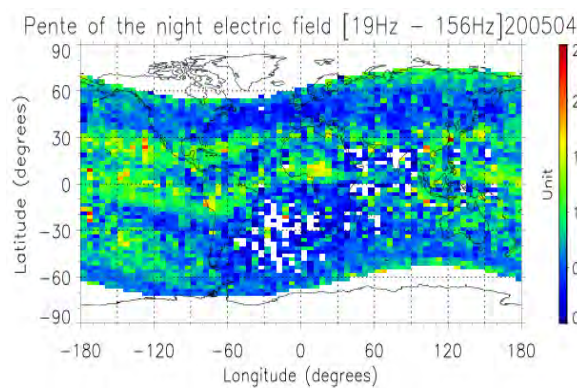


Figure II-13 (i): 04/2005

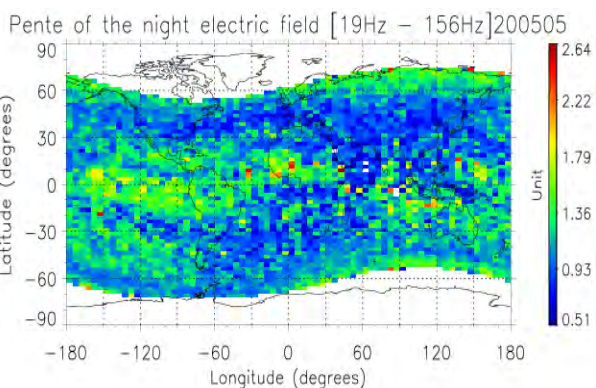


Figure II-13 (j): 05/2005

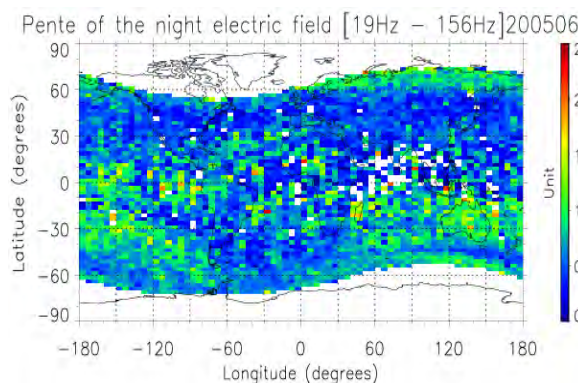


Figure II-13 (k): 06/2005

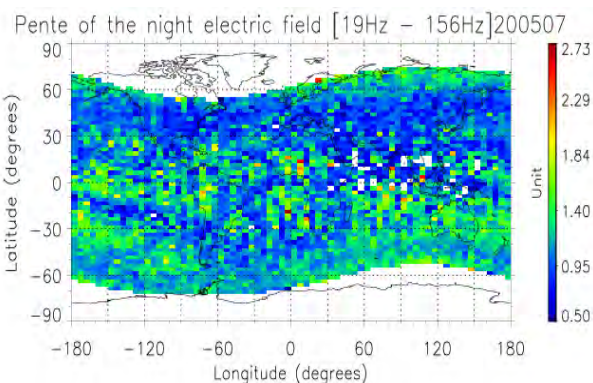


Figure II-13 (l): 07/2005

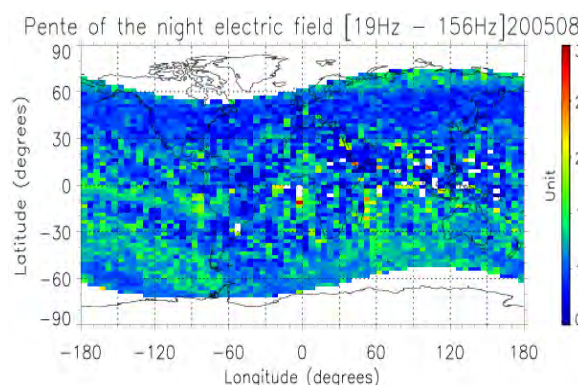


Figure II-13 (m) : 08/2005

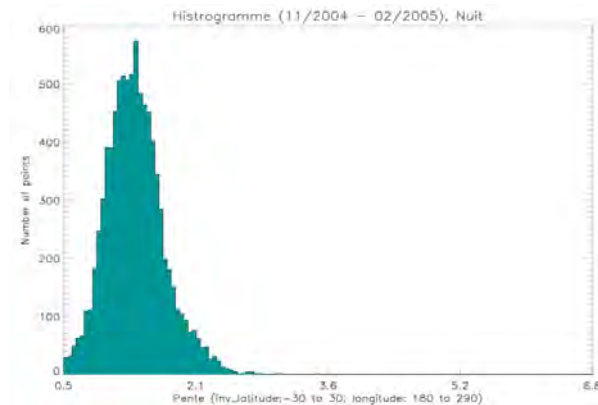
Figure II-13(a-m) : Distribution géographique des valeurs de la pente des spectres turbulents (19Hz-156Hz) pendant la période Août 2004 - Août 2005 : orbites de nuit (~ 22H TL)

Des histogrammes des valeurs de pente ont été estimés pour les mois allant de Novembre 2004 à Février 2005 (voir Figures II-14 (a-b)). On a considéré toutes les valeurs de pente comprises entre -30° et $+30^\circ$ de latitude invariante. Les résultats sont résumés dans le Table II.

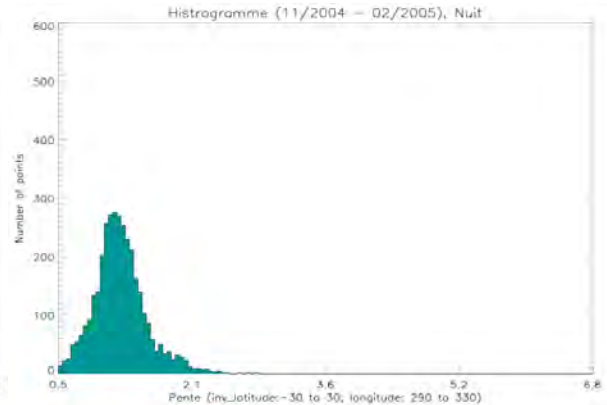
valeurs de α	Longitudes	
	-180° à -70°	-70° à -30°
au maximum	1.4	1.3
au maximum / 2	0.9 - 1.5	0.9 - 1.5
au maximum / 10	0.7 - 2.2	0.7 - 1.8

Table II : Les valeurs au maximum, à la moitié et au dixième du maximum de l'histogramme des valeurs de pente entre -30° et 30° de latitude invariante pour deux domaines de longitudes, pendant la période Novembre 2004 – Février 2005.

Curieusement, les fortes valeurs des pentes observées sur les cartes statistiques n'améliorent pas sensiblement les histogrammes obtenus pour les orbites de nuit pendant cette période. Il semble que la zone de turbulence à forte pente soit plus étroite en latitude invariante (on a considéré ici -30° à $+30^\circ$) et qu'elle se déplace entre Novembre 2004 et Février 2005.



**Figure II-14(a) : Histogrammes des pentes
 $-180^\circ < \text{longitudes} \leq -70^\circ$**



**Figure II-14(b) : Histogrammes des pentes
 $-70^\circ < \text{longitudes} \leq -30^\circ$**

Figure II-14: Orbites de nuit (~ 22 H TL), histogramme des valeurs de la pente des spectres turbulents obtenus entre -30° et $+30^\circ$ de latitude invariante, pour différents domaines de longitude, pendant la période Novembre 2004 - Février 2005.

6.3.6 Variations des cartes statistiques en fonction de la saison et de l'activité géomagnétique

Un examen des données quick-look de DEMETER (voir par exemple la Figure II.15) semble montrer que les paramètres caractéristiques de la turbulence sont corrélés avec différents paramètres physiques comme la saison et l'activité géomagnétique. Avant d'entreprendre une étude détaillée de ces corrélations, ce qui est l'objet de la section 7, nous avons voulu savoir si ces variations étaient décelables sur les spectres turbulents du mode survey.

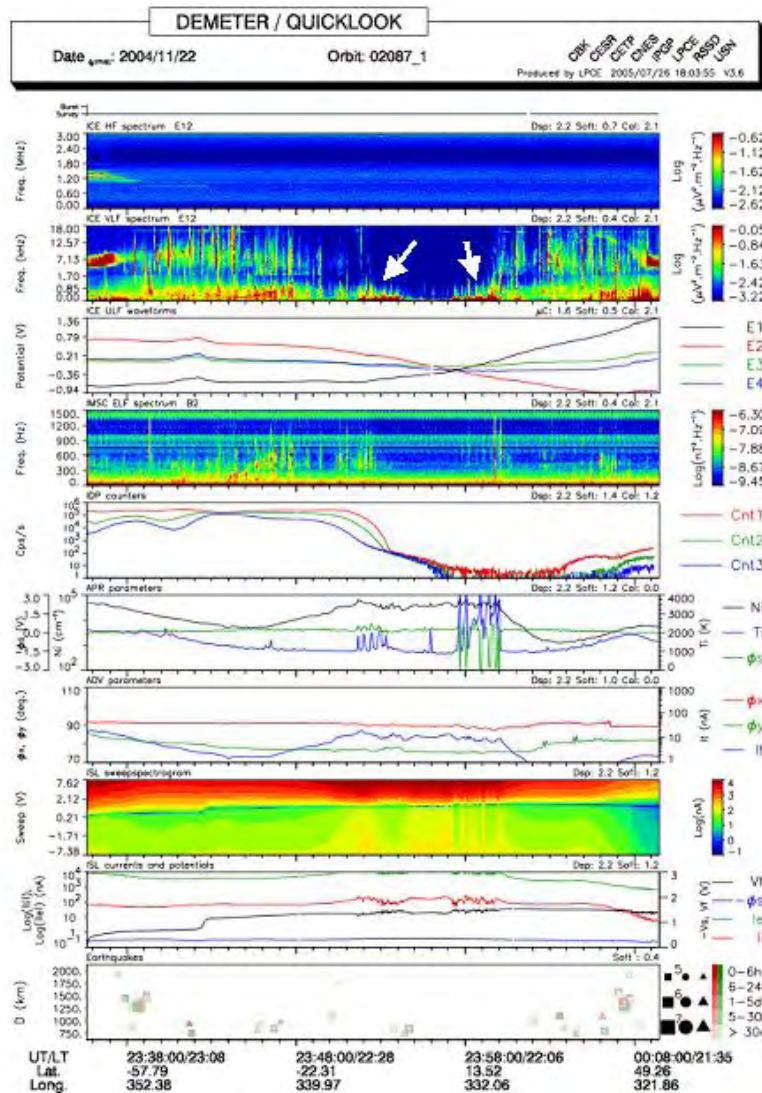


Figure II-15: Exemple de données de type Quicklook - DEMETER, 12 Novembre 2004, orbite 2087-1 (<http://demeter.cnrs-orleans.fr/>)

Dans un premier temps, nous avons représenté les valeurs médianes de la puissance moyenne des spectres turbulents :

- pendant la période d'été dans l'hémisphère nord : Mai - Septembre
- pendant la période d'hiver dans l'hémisphère nord : Octobre - Avril.

Les cartes statistiques correspondantes sont présentées sur les Figures II-16 (a, b), pour les passages de jour, et II-16 (c, d) pour les passages de nuit. Les valeurs médianes des densités de puissance observées aux moyennes et basses latitudes sont données dans le Tableau II-3.

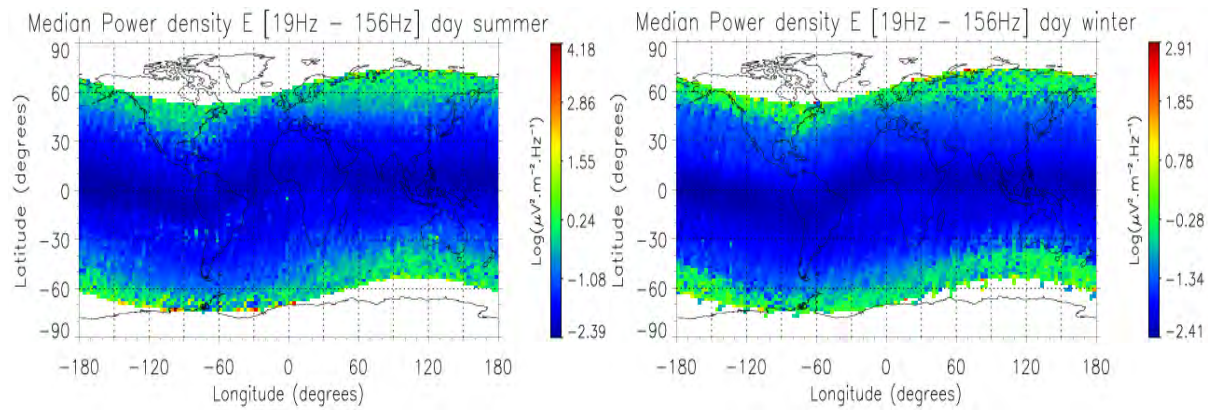


Figure II-16(a) : Résultats de jour en été

Figure II-16(b) : Résultats de jour en hiver

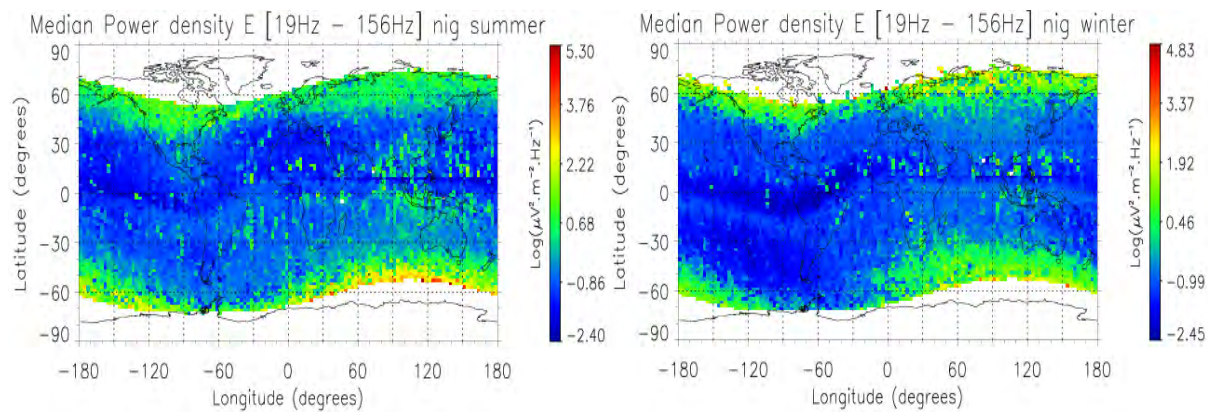


Figure II-16(c) : Résultats de nuit en été

Figure II-16(d) : Résultats de nuit en hiver

Figure II-16 (a–d) : Valeur des densités de puissance du champ électrique en fonction de la saison et du temps local.

	jour	nuit
été	$10^{-2.39} - 10^{-0.65}$	$10^{-2.4} - 10^{-0.35}$
hiver	$10^{-2.41} - 10^{-1.0}$	$10^{-2.45} - 10^{-0.5}$

Table II-3 : Valeur des densité de puissance du champ électrique (en $\mu V^2.m^{-2}.Hz^{-1}$) en fonction de la saison et du temps local pour les régions de moyennes et basses latitudes

On voit clairement que la densité de puissance des processus turbulents est plus forte en été qu'en hiver et pendant les heures de nuit plus que pendant les heures de jour.

Afin d'identifier un effet potentiel de l'activité géomagnétique, nous avons effectué le même type de statistique pour trois classes de valeurs de l'indice géomagnétique Kp:

- Kp < 1+, activité géomagnétique faible
- $1+ \leq Kp < 3+$, activité géomagnétique moyenne
- Kp $\geq 3+$, activité géomagnétique forte

Des distributions géographiques des médianes des valeurs des puissances moyennes pour ces différentes classes d'indice Kp sont représentées sur les Figures II-17 (a-c) pour les passages de jour et sur les Figures II-18 (a-c) pour les passages de nuit. Toute la base de données des spectres turbulents entre Novembre 2004 et Août 2005 a été utilisée.

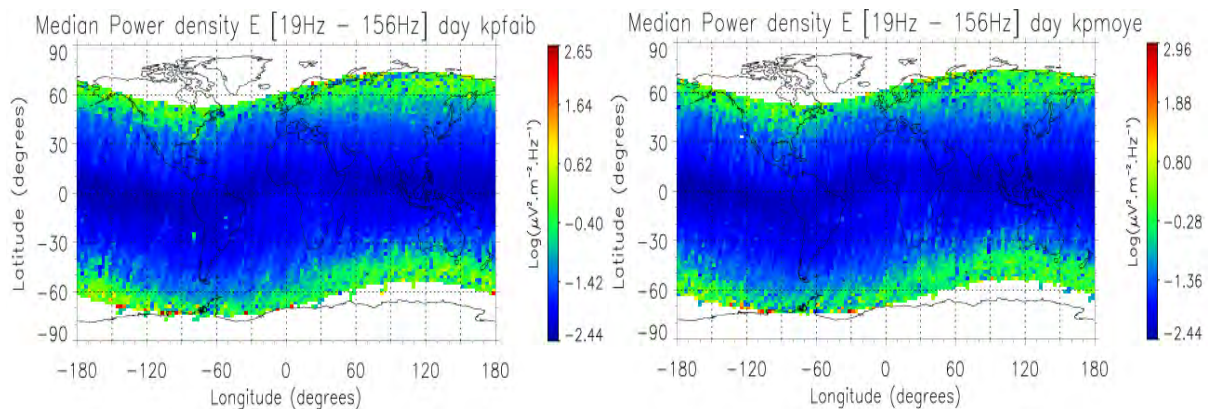


Figure II-17(a) : Distribution de jour pour Kp faible Figure II-17(b) : Distribution de jour pour Kp moyen

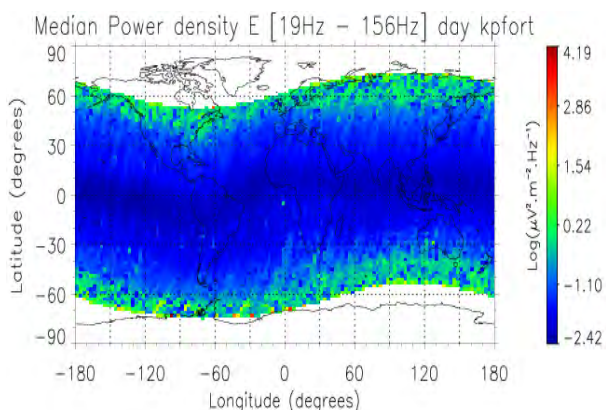


Figure II-17(c) : Distribution de jour pour Kp fort

Figure II-17(a-c) : Distribution géographique des puissances moyennes de jour en fonction de l'activité géomagnétique – passages de jour.

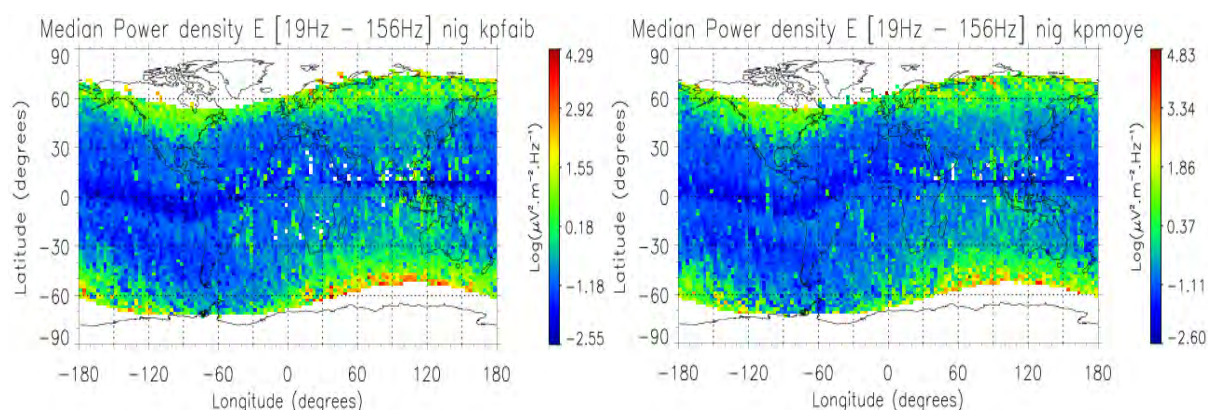


Figure II-18(a) : Distribution de nuit pour Kp faible **Figure II-18(b) : Distribution de nuit pour Kp moyen**

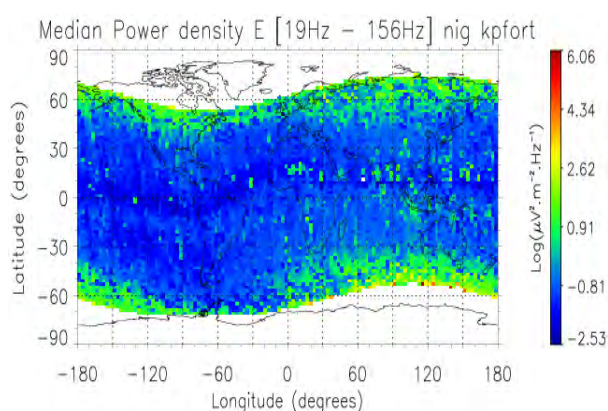


Figure II-18(c) : Distribution de nuit pour Kp fort

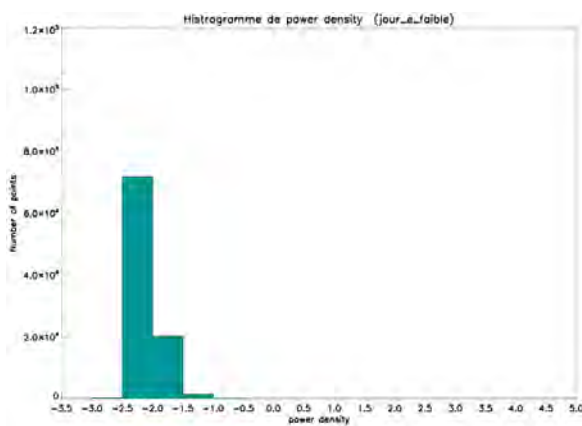
Figure II-18(a-c) : Distribution géographique des puissances moyennes de nuit en fonction de l'activité géomagnétique – passages de nuit.

Sur les Figures II-17 et 18, en se reportant aux valeurs maximales des densités de puissance des codes couleurs utilisés, on peut déceler des variations de la densité de puissance spectrale en fonction de l'indice Kp. Toutefois, compte-tenu des valeurs relatives des densités de puissance aux hautes latitude et aux basses latitudes, l'effet apparemment mis en évidence ne porte pratiquement que sur les hautes latitudes.

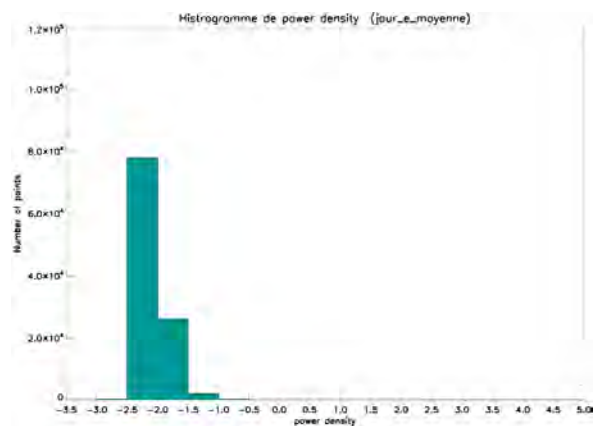
Afin d'étudier la sensibilité relative des émissions de hautes latitudes et de basses latitudes aux variations de l'activité géomagnétique, on a établi des histogrammes des densités de puissance spectrale des émissions en considérant les classes d'émissions suivantes :

- émissions de basse latitude (en l'occurrence émissions équatoriales), $-20^\circ < \text{latitude invariante} < 20^\circ$
- émissions de haute latitude (en l'occurrence émissions aurorales), valeur absolue de la latitude invariante $> 60^\circ$,
- passages de jour,
- passages de nuit,
- Kp faible, Kp moyen, Kp fort.

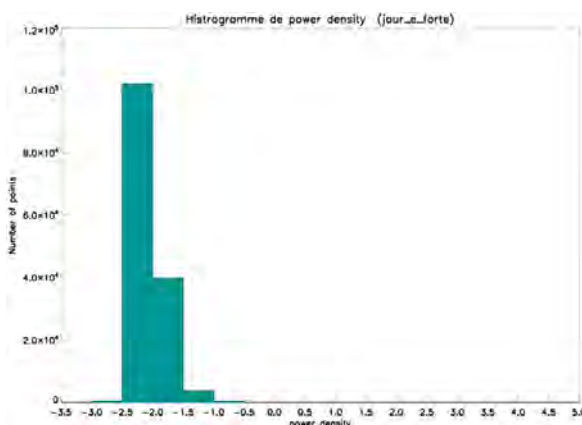
Les résultats sont présentés sur les Figures II.19-22.



**Figure II-19(a) : Région équatoriale
Kp faible, Passages de jour**

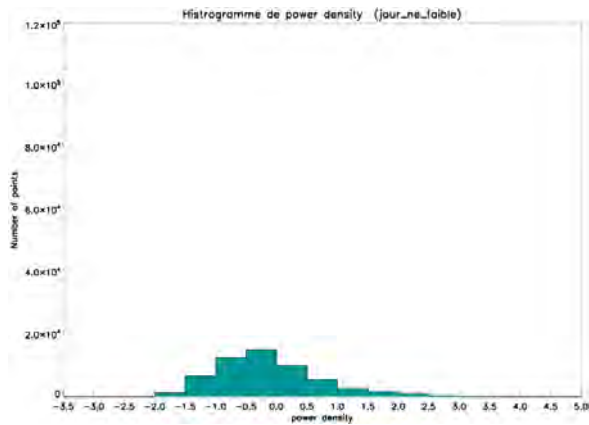


**Figure II-19(b) : Région équatoriale
Kp moyen, Passages de jour**

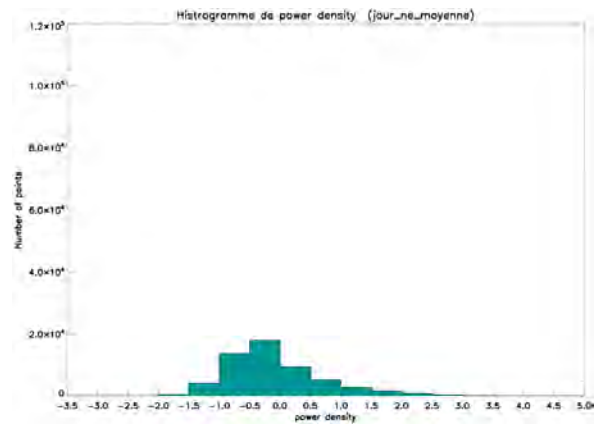


**Figure II-19(c) : Région équatoriale
Kp fort, Passages de jour**

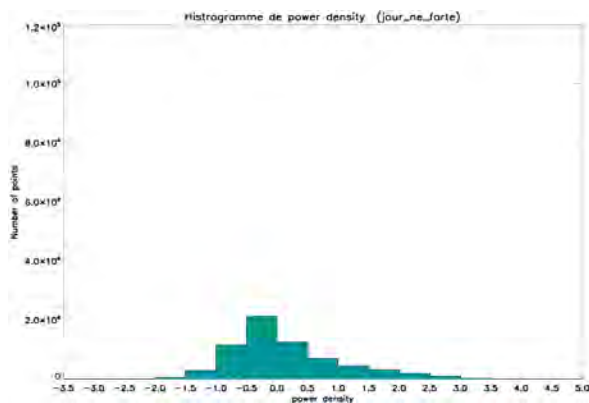
Figure II-19 : Histogrammes des valeurs de la densité de puissance (en $\log_{10}(\mu V^2 \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1})$) pendant la période Novembre 2004 - Août 2005. Pour les différents niveaux d'activité magnétique - passages de jour – régions équatoriales.



**Figure II-20(a) : Région aurorale
Kp faible, Passages de jour**

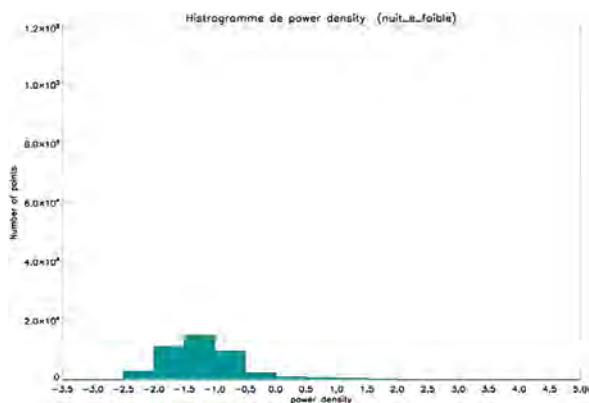


**Figure II-20(b) : Région aurorale
Kp moyen, Passages de jour**

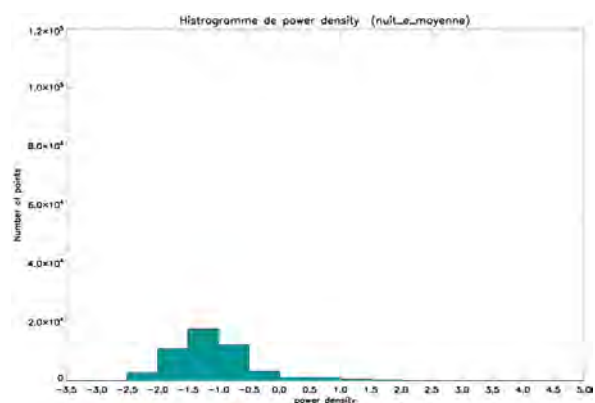


**Figure II-20(c) : Région aurorale
Kp fort, Passages de jour**

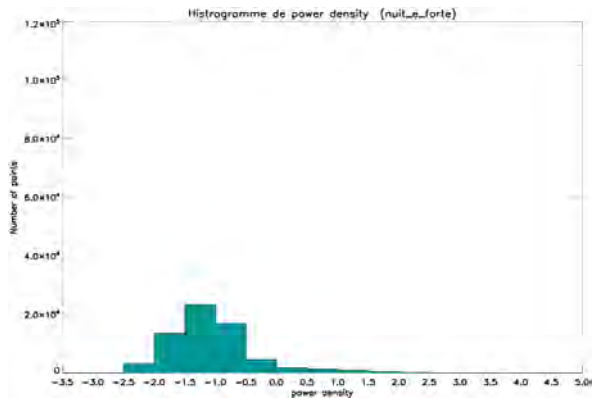
Figure II-20 : Histogrammes des valeurs de la densité de puissance (en $\log_{10}(\mu V^2 \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1})$) pendant la période Novembre 2004 - Août 2005. Pour les différents niveaux d'activité magnétique - passages de jour – régions aurorales.



**Figure II-21(a) : Région équatoriale
Kp faible, Passages de nuit**

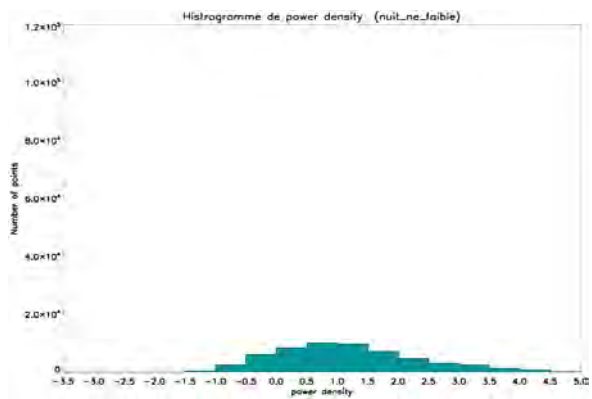


**Figure II-21(b) : Région équatoriale
Kp moyen, Passages de nuit**

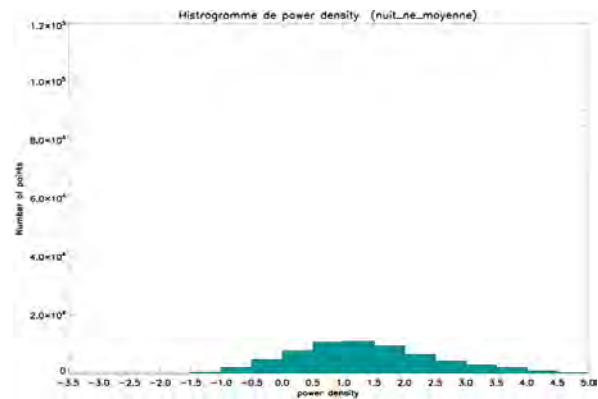


**Figure II-21(c) : Région équatoriale
Kp fort, Passages de nuit**

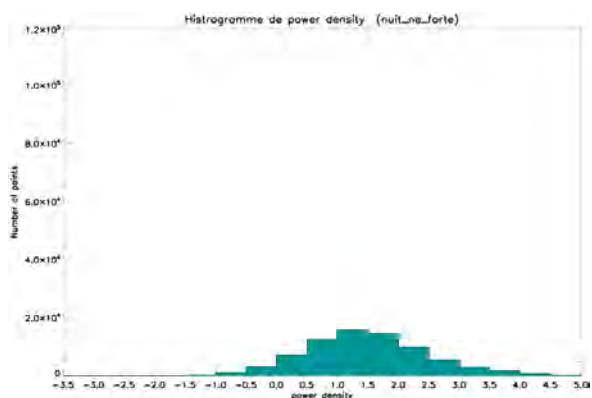
Figure II-21 : Histogrammes des valeurs de la densité de puissance (en $\log_{10}(\mu V^2.m^{-2}.Hz^{-1})$) pendant la période Novembre 2004 - Août 2005. Pour les différents niveaux d'activité magnétique - passages de nuit – régions équatoriales.



**Figure II-22(a) : Région aurorale
Kp faible, Passages de nuit**



**Figure II-22(b) : Région aurorale
Kp moyen, Passages de nuit**



**Figure II-22(c) : Région aurorale
Kp fort, Passages de nuit**

Figure II-22 : Histogrammes des valeurs de la densité de puissance (en $\log_{10}(\mu V^2.m^{-2}.Hz^{-1})$) pendant la période Novembre 2004 - Août 2005. Pour les différents niveaux d'activité magnétique - passages de nuit – régions aurorales.

Pour les régions équatoriales aucune variation sensible n'est mise en évidence . Pour les passages de jour (Figure II-19) on a des résultats très similaires pour les 3 classes d'activité géomagnétique. La densité de puissance varie entre $10^{-2.5}$ à $10^{-1.0}$, avec des valeurs maximales concentrées entre $10^{-2.5}$ à $10^{-2.0}$.

Les résultats sont du même type pour les passages de nuit (Figures II- 21). Dans les 3 cas, la densité de puissance varie entre $10^{-2.5}$ et $10^{-2.0}$ avec des valeurs maximales concentrées entre $10^{-1.5}$ à $10^{-1.0}$. En première approximation (on n'a pas pu tester les valeurs de Kp extrêmes), les valeurs de la densité de puissance spectrale de la turbulence équatoriale ne sont pas liées à l'activité géomagnétique.

Pour les régions aurorales les conclusions sont légèrement différentes. Pour les passages de jour (Figures II.20) Il n'y a pas de variation (dans les 3 cas, densités de puissance entre $10^{-2.0}$ et $10^{3.0}$ et maxima entre $10^{-0.5}$ à 10^0).

Pour les passages de nuit (Figures II.22) un faible effet semble mis en évidence. Pour les faibles valeurs de Kp les densités de puissance varient entre $10^{1.5}$ et $10^{4.5}$ avec des maxima entre $10^{-0.5}$ à 10^1 , pour les valeurs de Kp moyennes les densités de puissance varient entre $10^{-1.5}$ et $10^{4.5}$ avec des maxima entre 10^1 à $10^{1.5}$, pour les valeurs de Kp fortes les densités de puissance varient entre 10^{-1} et $10^{4.5}$ avec des maxima entre 10^1 à $10^{1.5}$. A ce stade, on ne peut pas rejeter l'hypothèse que les densités de puissance de la turbulence aurorale sont liés à l'activité géomagnétique.

Des analyses similaires ont été effectuées sur les pentes des spectres. Mais les résultats sont encore moins clairs.

Afin de vérifier que les zones de turbulence de fortes pentes ne sont pas liés à l'activité géomagnétique, nous avons fait une étude comparative des histogrammes de valeurs de Kp entre Novembre 2004 et Août 2005. Les résultats sont donnés sur les Figures II.23. Il apparaît que les mois d'hiver, pendant lesquels on a des zones de turbulence avec des fortes pentes, ne sont pas particulièrement soumis à de fortes variations de l'activité géomagnétique. C'est en particulier le cas pour le mois de février 2004 où des valeurs de pente importantes sont particulièrement bien mises en évidence. Une étude plus détaillée est nécessaire.

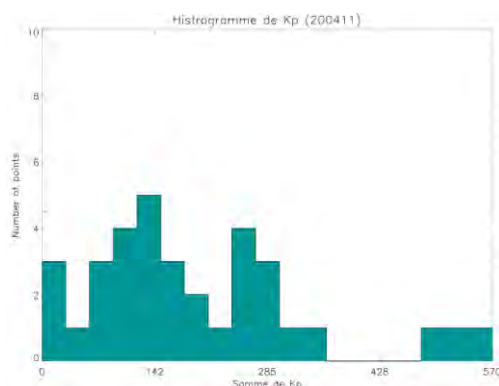


Figure II-23(a) : Histogramme de Nov/2004

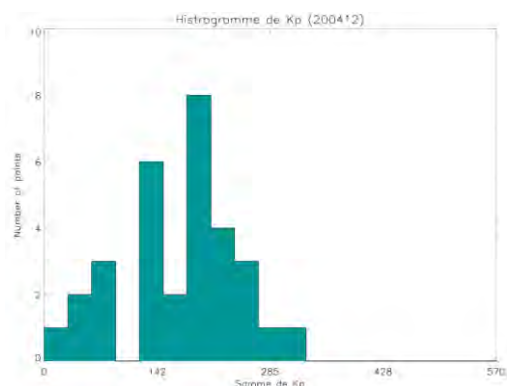


Figure II-23(b) : Histogramme de Dec/2004

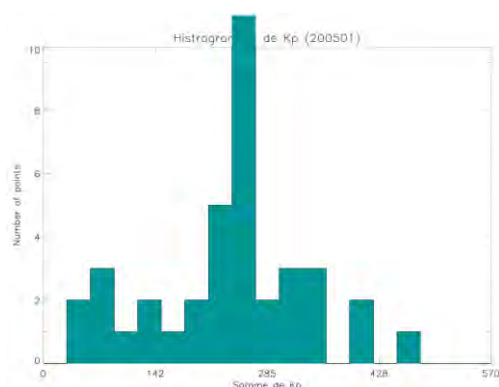


Figure II-23(c) : Histogramme de Jan/2005

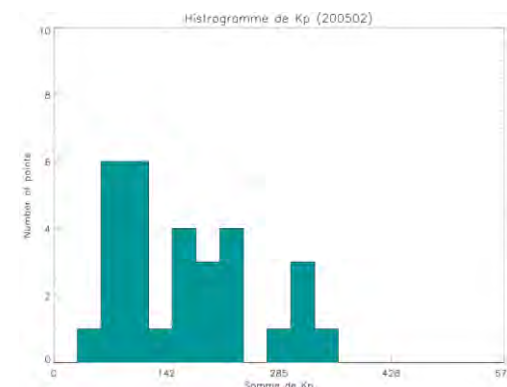


Figure II-23(d) : Histogramme de Fev/2005

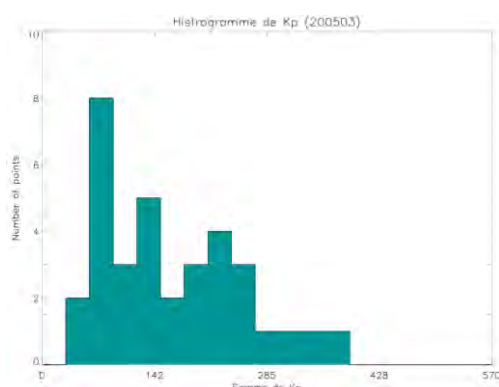


Figure II-23(e) : Histogramme de Mars/2005

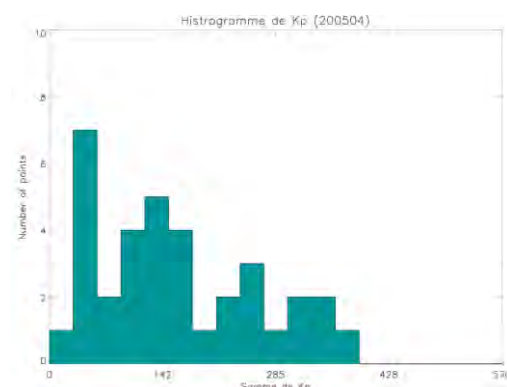


Figure II-23(f) : Histogramme de Avr/2005

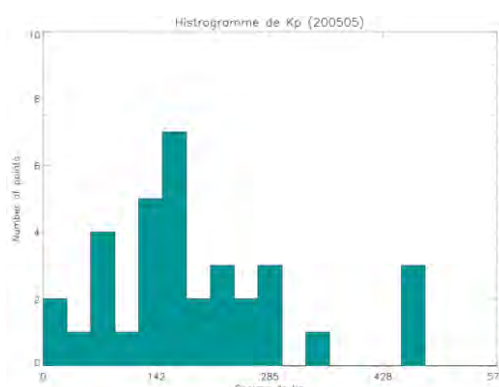


Figure II-23(g) : Histogramme de Mai/2005

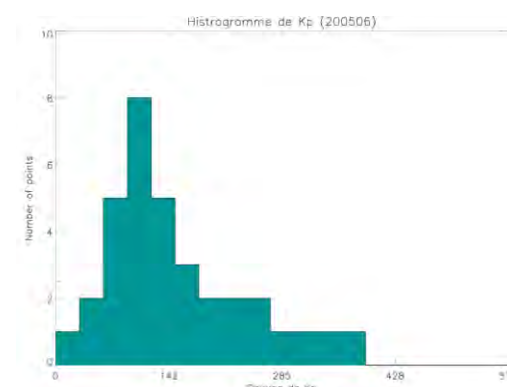


Figure II-23(h) : Histogramme de Jun/2005

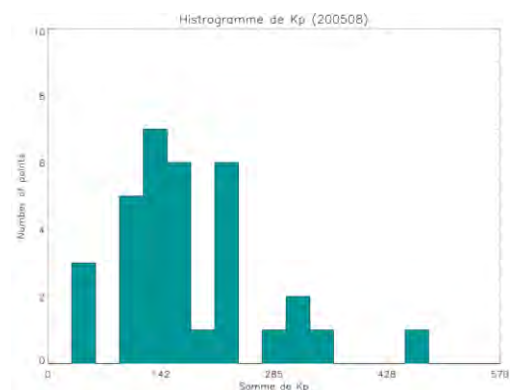
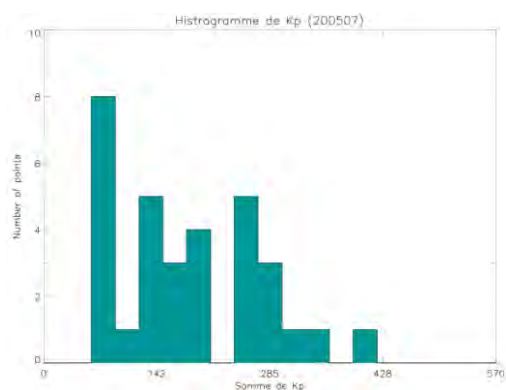


Figure II-23(i) : Histogramme de Jul/2005 Figure II-23(j) : Histogramme de Août/2005

Figure II-23 : Histogrammes mensuels des valeurs des indice Kp pendant la période Novembre 2004 - Août 2005.

7. FACTEURS DE VARIATION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES DE LA TURBULENCE

7.1 VARIATIONS SAISONNIERE DES LONGITUDES DES REGIONS DE TURBULENCE A FORTES PUISSANCES MOYENNES ET A FORTES PENTES

7.1.1 Spectres turbulents caractérisés par les valeurs de sa puissance moyenne et de sa pente

Les résultats obtenus par Burke et al. (2004-a, 2004-b), en représentant les variations saisonnières des longitudes à fort taux d'occurrence de bubbles, nous ont incité à appliquer le même type de schéma de recherche à la puissance moyenne et à la pente des spectres turbulents du mode survey. Dans cette optique, mois par mois, nous avons effectué, pour chaque intervalle de longitude élémentaire (5°), des moyennes de chaque paramètre incriminé entre -20° et $+20^\circ$ de latitude invariante. Les résultats sont représentés sur les Figures II-24 (passages de nuit) et II.25 (passages de jour). Dans chaque cas, les puissances moyennes figurent dans le panneau du haut et les pentes dans le panneau du bas.

Dans l'interprétation des Figures II-24 et II-25, plusieurs points sont à souligner :

(a) Pour les données de nuit :

- De fortes valeurs de la puissance moyenne sont observées de façon aléatoire dans tout le domaine étudié, mais dans certaines zones il y a des concentrations importantes : (1) les périodes d'hiver (Décembre 2004 - Mars 2005, Novembre 2005 - Décembre 2005) entre $\sim -70^\circ$ et 30° de longitude, (2) Août 2005 – Septembre 2005 entre $\sim 90^\circ$ et 300° de longitude, (3) Mai 2005 – Juillet 2005 entre $\sim 60^\circ$ et 120° de longitude.

- Les spectres turbulents à forte pente s'observent très majoritairement pendant les périodes d'hiver (Décembre 2004 - Mars 2005, Novembre 2005 - Décembre 2005) entre $\sim -90^\circ$ et 0° de longitude. Il est à noter que pour la période 1989 - 2003, les taux d'occurrence maximum d'observation des bubbles se situent pendant les périodes d'hiver et entre $\sim -75^\circ$ et 30° de longitude (Burke et al., 2004-a, 2004-b).

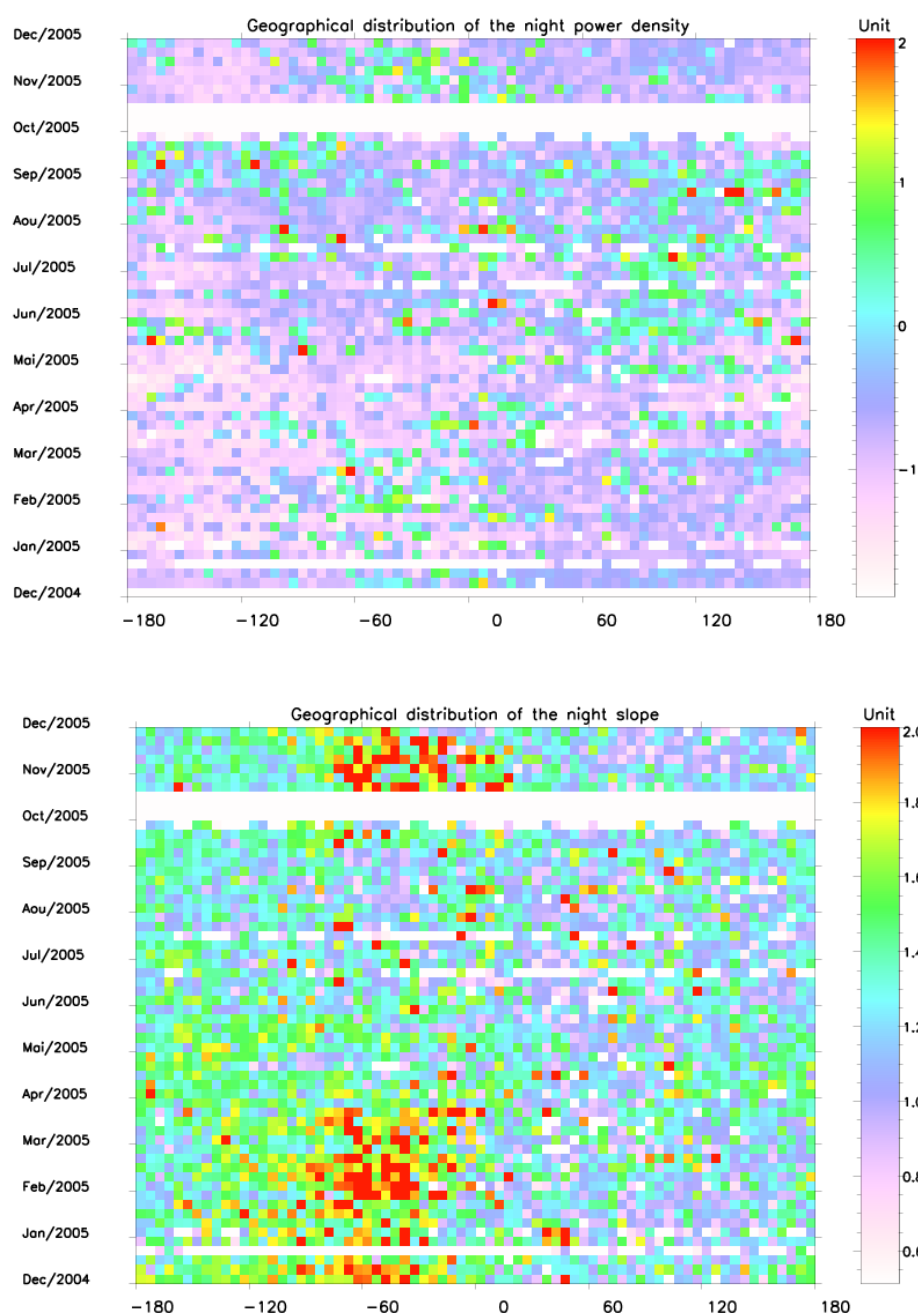


Figure II-24 : Distribution des valeurs des paramètres caractéristiques de la turbulence (panneau du haut : puissance moyenne; panneau du bas : pente des spectres) en fonction de la longitude géographique et des mois compris entre Décembre 2004 et Décembre 2005 - Orbites de nuit.

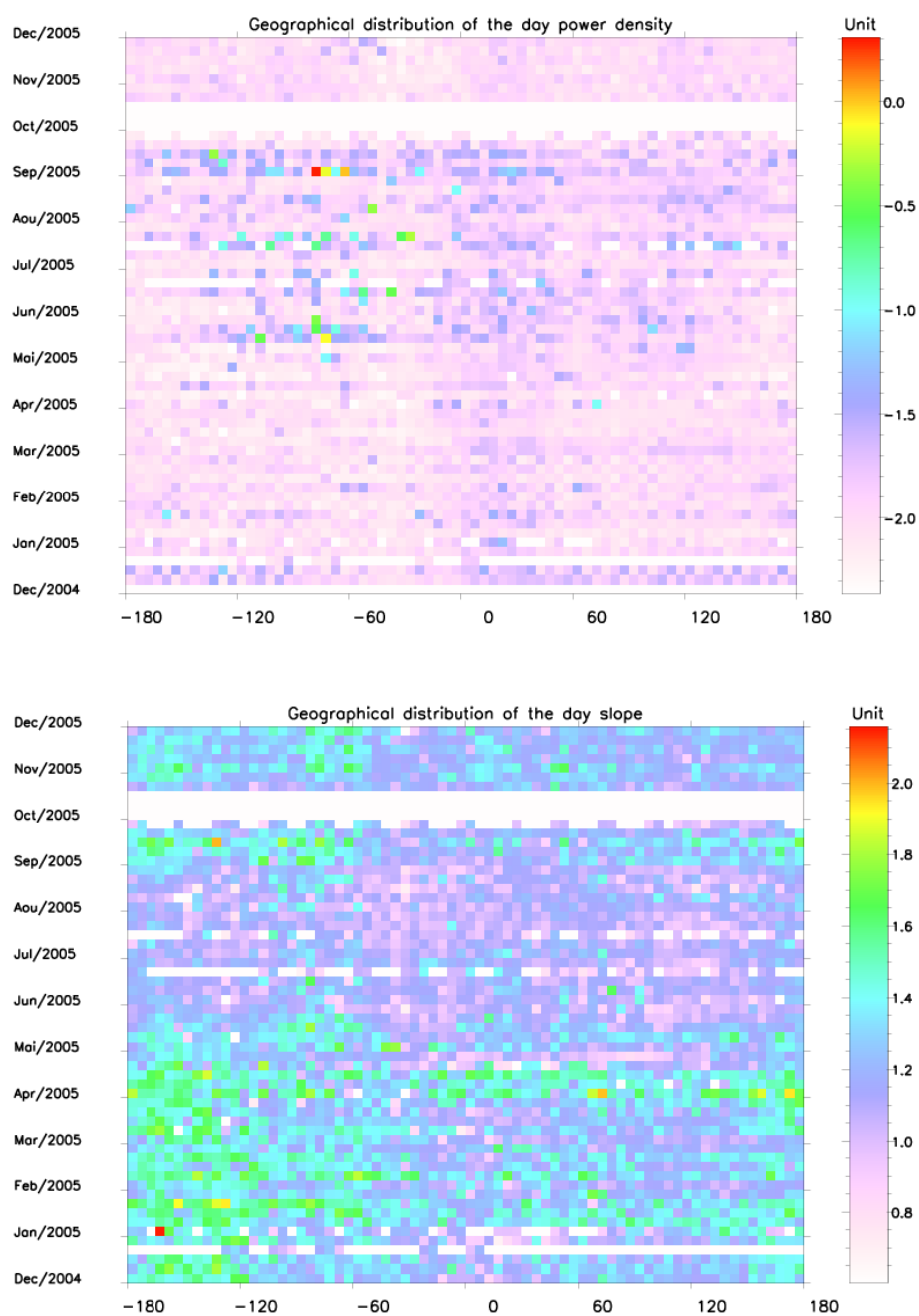


Figure II-25 : Distribution des valeurs des paramètres caractéristiques de la turbulence (panneau du haut : puissance moyenne; panneau du bas : pente des spectres) en fonction de la longitude géographique et des mois compris entre Décembre 2004 et Décembre 2005 - Orbites de jour.

(b) Pour les données de jour :

- Les puissances moyennes les plus fortes sont observées : (i) principalement entre -120° et -30° de longitude (avec des valeurs plus importantes pendant l'été), (ii) a un niveau relativement plus faible, entre $\sim -30^\circ$ et 50° de longitude,
- Les spectres turbulents à pente supérieure à 1.5 s'observent pendant les mois d'hiver, d'une part entre $\sim -180^\circ$ et -30° de longitude, d'autre part entre $\sim 140^\circ$ et 180° de longitude, mais en majorité les valeurs sont faibles.

7.1.2 Spectres turbulents caractérisés par les valeurs de la densité de puissance à la première composante de Fourier et de la pente

Si on considère le spectre de turbulence lui-même, lorsque la pente de la turbulence est faible toutes les composantes de Fourier ont des contributions voisines dans le calcul de la puissance moyenne. Par contre, lorsque la pente est forte, seules les premières composantes de Fourier ont une réelle contribution. En conséquence, les spectres de pentes faibles, pour lesquels on peut souvent se poser des questions sur le rapport signal/bruit, ont tendance à avoir des puissances moyennes surévaluées. Il pourrait donc être plus judicieux de remplacer la valeur estimée de la puissance moyenne du spectre par la valeur estimée de la densité de puissance spectrale à f_0 (première composante de Fourier). Afin de tester cette solution les Figures II-24 et II-25 ont été refaites en prenant pour paramètre caractéristique de la puissance d'un spectre turbulent la densité de puissance spectrale à f_0 . Les résultats sont présentés sur les Figures II-26 et II-27.

Certains points des Figures II-26 et II-27 sont à souligner :

(a) Pour les données de nuit

- Les résultats sont généralement identiques à ceux de la puissance moyenne, mais dans les résultats de la densité de puissance spectrale à f_0 , la concentration en hiver est plus importante.

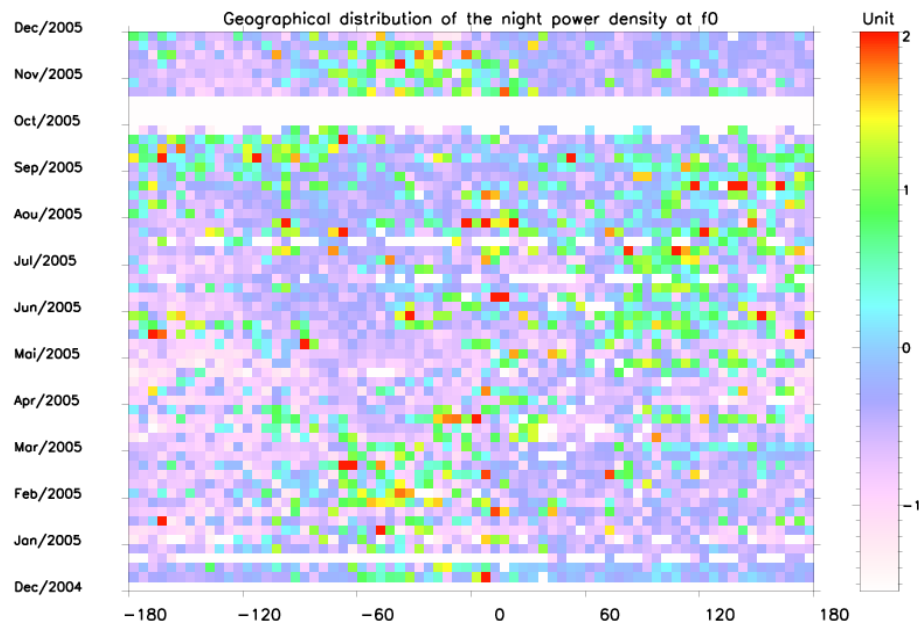


Figure II-26 : Distribution des valeurs de la densité de puissance spectrale à f_0 de la turbulence en fonction de la longitude géographique et des mois compris entre Décembre 2004 et Décembre 2005 - Orbites de nuit.

(b) Pour les données de jour

- Les valeurs de puissance sont plus faibles que celles de nuit. Il y a des concentrations importantes de puissance pour la période Mai 2005 – Août 2005 entre $\sim -10^\circ$ et 50° de longitude, et dans ces régions, les valeurs de pente sont faibles ~ 1.0 . En même temps, de la mi-Mai entre $\sim -120^\circ$ et 60° de longitude, à la mi-Septembre, entre $\sim -180^\circ$ et 180° de longitude, il y a deux zones étroites avec des valeurs de puissance assez fortes, où il y a une variation notable de la pente.

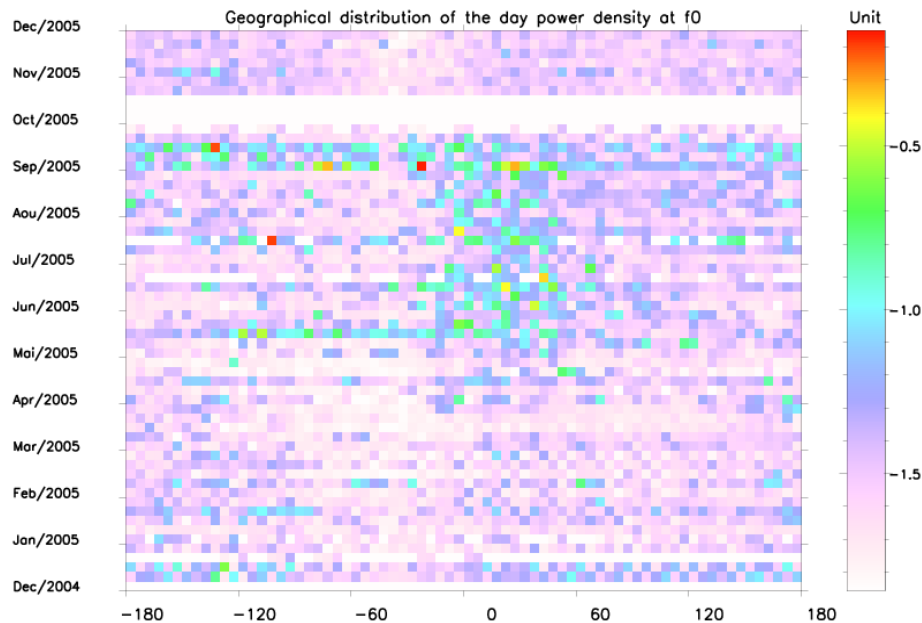


Figure II-27 : Distribution des valeurs de la densité de puissance spectrale à f_0 de la turbulence en fonction de la longitude géographique et des mois compris entre Décembre 2004 et Décembre 2005 - Orbites de jour.

7.2 VARIATIONS DE LA VALEUR DE LA PENTE D'UN SPECTRE TURBULENT EN FONCTION DE LA VALEUR DE LA DENSITE DE PUISSANCE SPECTRALE A F_0 ET DE L'INDICE K_P

7.2.1 Variations en fonction de la valeur de la densité de puissance spectrale à f_0

Comme ont l'a vu dans les sections précédentes, plusieurs paramètres semblent intervenir dans les valeurs prises par les paramètres caractéristiques d'un spectre turbulent. L'étude de l'effet de la valeur de la densité de puissance spectrale à f_0 sur la valeur de la pente du spectre est délicate et ce d'autant que l'on ne sait pas à priori si la turbulence est établie (pente stable) ou si un processus de cascade vers les hautes fréquences (pente variable), ou faibles échelles spatiales, est en cours. Pour essayer de mettre en évidence un effet il est indispensable de décorrélérer autant que possible les données des autres facteurs de variation. C'est la raison pour laquelle les analyses dont les résultats sont présentés ici ont été faites :

- (1) sur des orbites de nuit,
- (2) sur des périodes de temps (Janvier - Février 2005 d'une part et Juillet - Août 2005 d'autre part) où les saisons sont bien établies,
- (3) sur des domaines de latitudes invariantes réduits situés de part et d'autre de l'équateur ($-20^\circ - 0^\circ$ pour ce que l'on appellera la zone Sud et $0^\circ - 20^\circ$ pour ce que l'on appellera la zone Nord),
- (4) aux longitudes géographiques comprises entre 280° et 330° (ou ce qui revient au même entre -80° et -30°)
- (5) pour des valeurs de l'indice $K_p < 3$ (ce qui correspondait à des activités géomagnétiques faibles et moyennes dans la précédente section) et des valeurs $K_p \geq 3+$ (activité géomagnétique forte).

Les résultats sont présentés:

- sur les Figures II.28 (a-d) pour l'hiver dans la zone Nord
- sur les Figures II.29 (a-d) pour l'été dans la zone Nord
- sur les Figures II.30 (a-d) pour l'hiver dans la zone Sud
- sur les Figures II.31 (a-d) pour l'été dans la zone Sud

Si on élimine les Figures ou parties de Figures in-interprétables (pentes inférieures à 1.5, nombre de points trop faible ce qui est le cas pour toutes les analyses faites ici à $K_p \geq 3+$), on observe qu'en moyenne:

- en hiver, dans la zone Nord et encore plus dans la zone Sud, les valeurs des pentes ont tendance à être plus élevées lorsque la densité de puissance spectrale à f_0 augmente.
- en été par contre, où les valeurs des pentes restent toujours faibles, aucune loi de variation ne se dessine.

On en déduit qu'aux longitudes comprises entre -80° et -30° , l'augmentation de la valeur de la pente avec l'augmentation de la puissance du spectre est consistante avec ce que l'on sait des processus turbulents. Une injection d'une forte puissance dans le milieu favorise la génération d'instabilités.

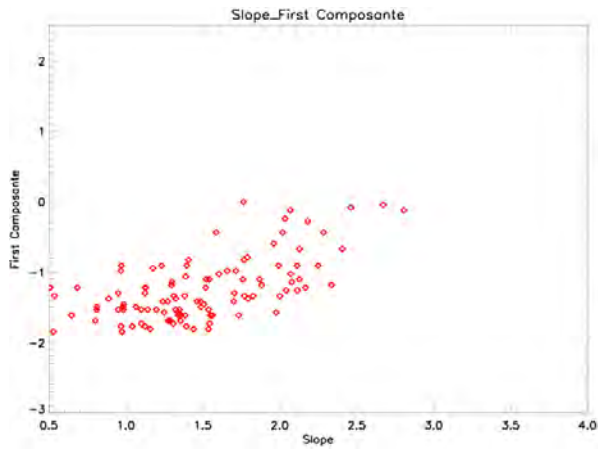


Figure II-28(a) : Jan/2005, $K_p < 3$

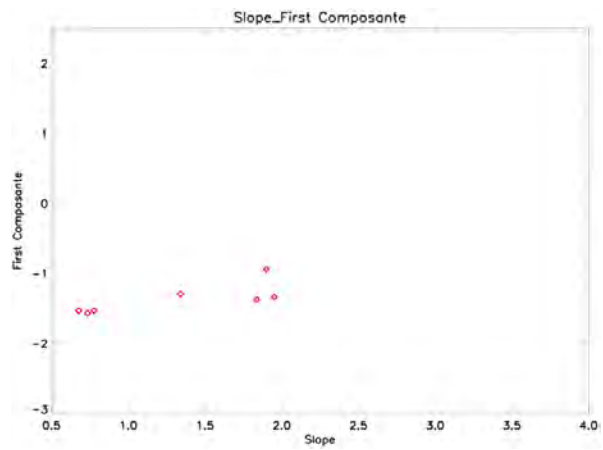


Figure II-28(b) : Jan/2005, $K_p \geq 3+$

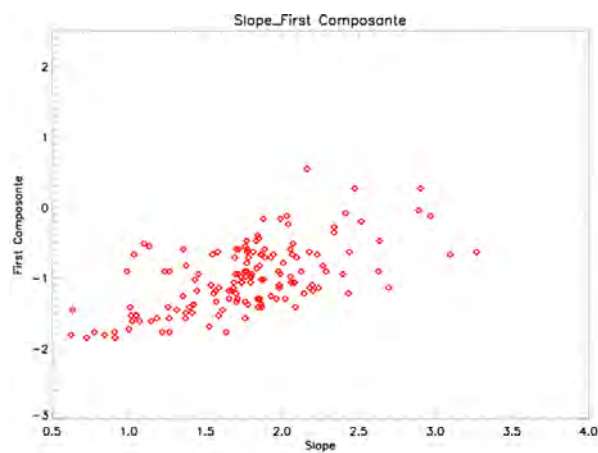


Figure II-28(c) : Feb/2005, $K_p < 3$

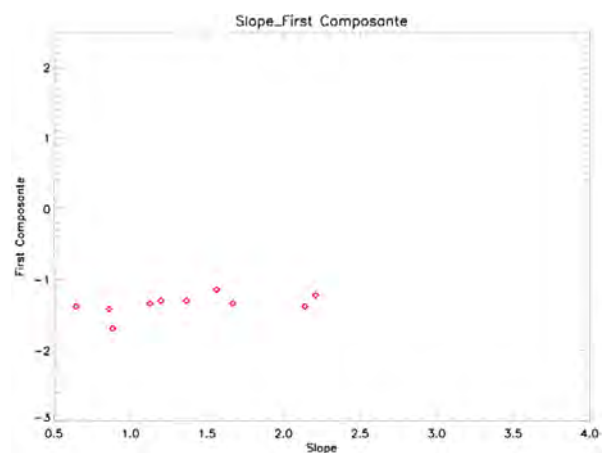


Figure II-28(d) : Feb/2005, $K_p \geq 3+$

**Figure II-28 : Zone Nord en hiver –
variation de la pente en fonction de la densité de puissance à f_0 .**

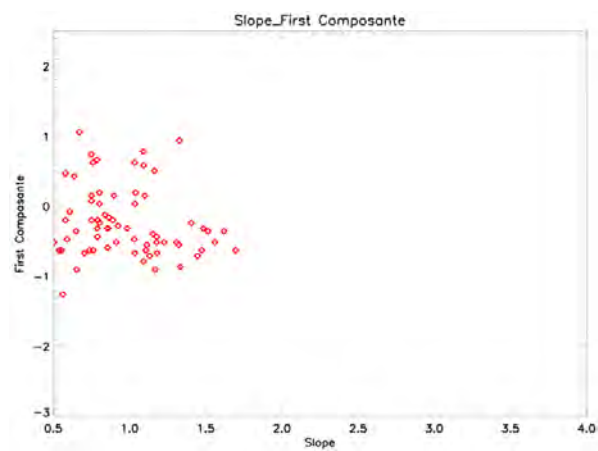


Figure II-29(a) : Jul/2005, $K_p < 3$

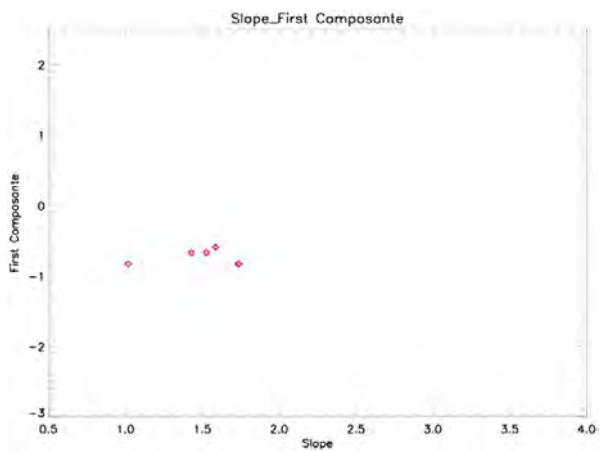


Figure II-29(b) : Jul/2005, $K_p \geq 3+$

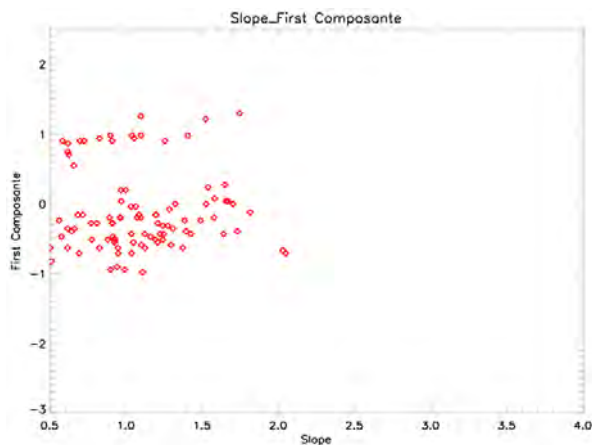


Figure II-29(c) : Août/2005, $K_p < 3$

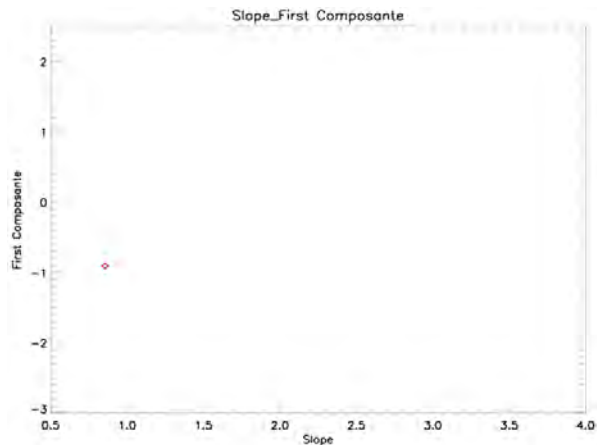


Figure II-29(d) : Août/2005, $K_p \geq 3+$

**Figure II-29 : Zone Nord en été –
variation de la pente en fonction de la densité de puissance à f_0 .**

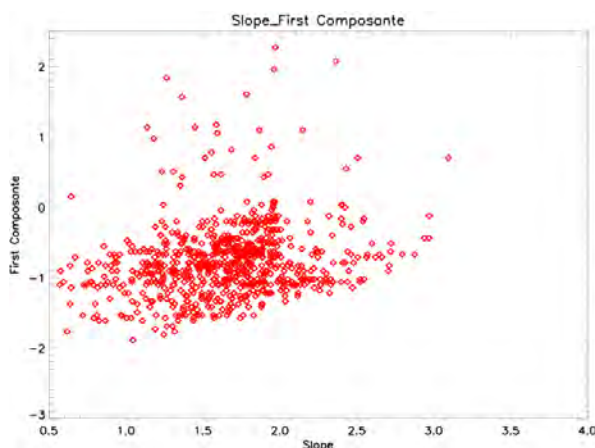


Figure II-30(a) : Jan/2005, $K_p < 3$

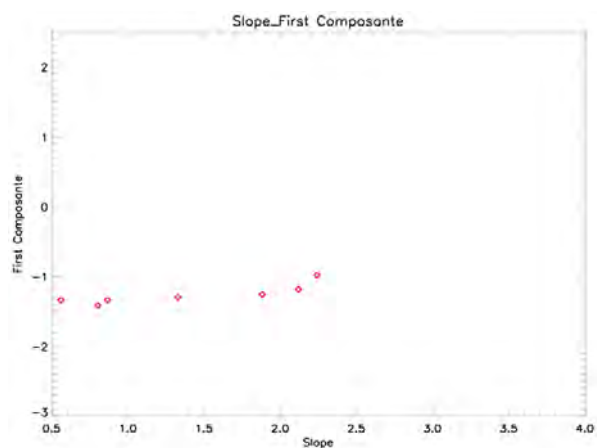


Figure II-30(b) : Jan/2005, $K_p \geq 3+$

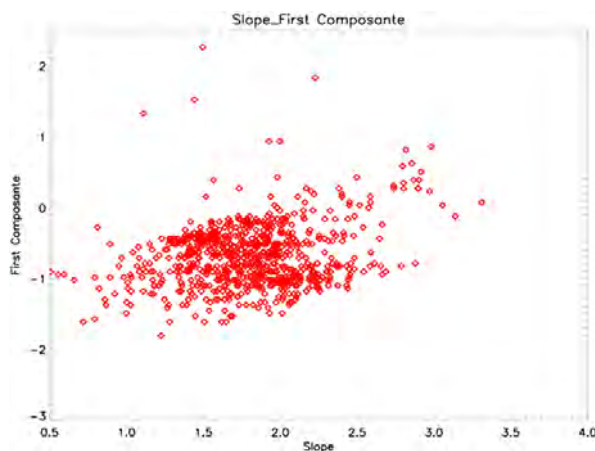


Figure II-30(c) : Fev/2005, $K_p < 3$

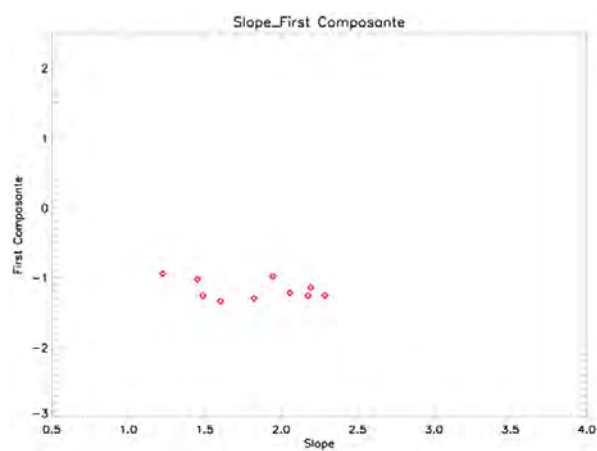


Figure II-30(d) : Fev/2005, $K_p \geq 3+$

**Figure II-30 : Zone Sud en hiver –
variation de la pente en fonction de la densité de puissance à f_0 .**

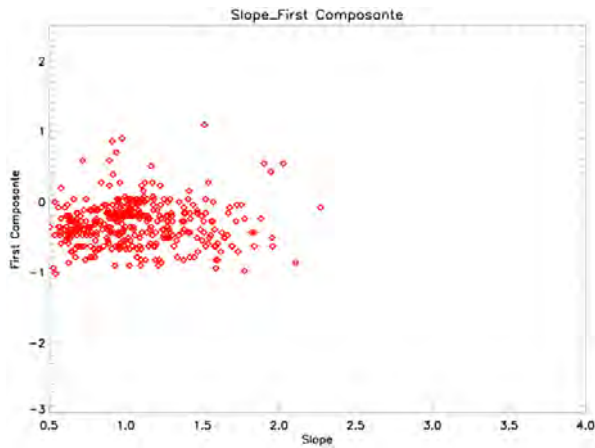


Figure II-31(a) : Jul/2005, Kp < 3

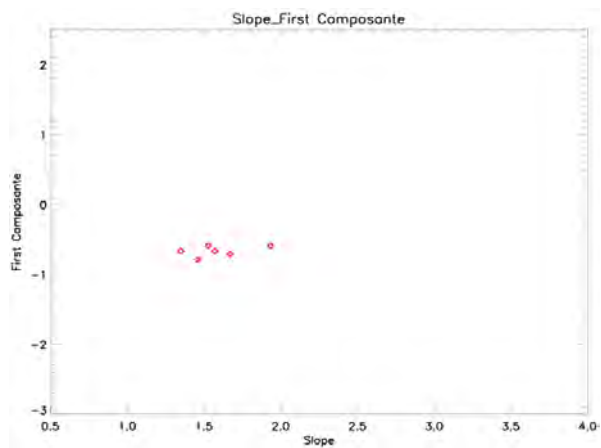


Figure II-31(b) : Jul/2005, Kp ≥ 3+

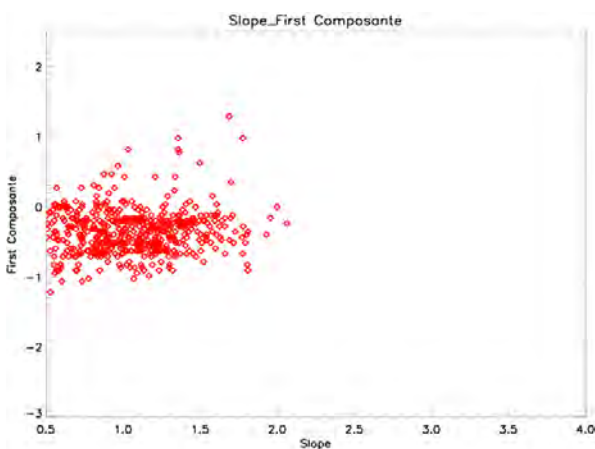


Figure II-31(c) : Août/2005, Kp < 3

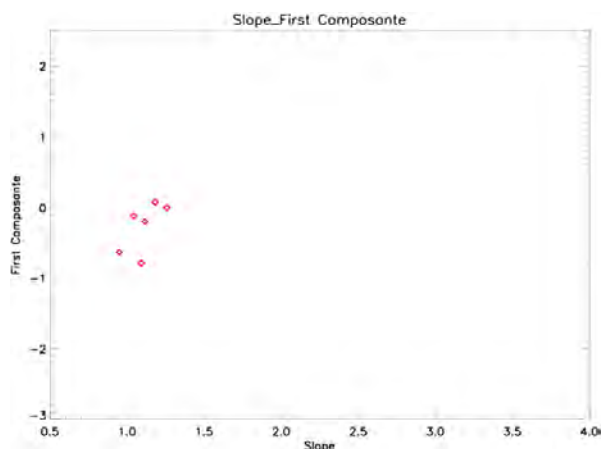


Figure II-31(d) : Août/2005, Kp ≥ 3+

**Figure II-31 : Zone Sud en été –
variation de la pente en fonction de la densité de puissance à f_0 .**

7.3 ASSOCIATION AVEC LES IRREGULARITES DE DENSITE ELECTRONIQUE

Les images "Quick look" de DEMETER montrent des associations très nettes entre les irrégularités de densité électronique et ionique dans les régions équatoriales et la turbulence électrostatique. A cet égard, la Figure II.15 est particulièrement intéressante puisqu'elle permet de mettre en évidence les associations qui existent sur la même orbite entre deux observations de turbulence électrostatiques (23:48:00 - 23:00:51 TU pour l'hémisphère Sud et 23:57:00 -

24:00:00 TU pour l'hémisphère Nord) et : (i) des variations de densité et de température ionique, (ii) des variations de densité et de température électronique.

Des comparaisons entre la variation le long d'une orbite des valeurs physiques de la densité électronique et les pentes des spectres des données survey sont présentées sur les Figures II-32(a-c) où sont respectivement représentés :

- le spectrogramme ELF d'une composante électrique (panneau du haut) ;
- avec approximativement la même échelle de temps (panneaux du milieu):
 - la variation temporelle de la densité électronique,
 - la variation temporelle des pentes des spectres des données survey
- avec un mode « zoom », la variation temporelle des pentes des spectres de données "Burst".

On notera que les pentes des données survey ont une dynamique plus faible que celles des pentes des données « bursts ». Ceci est un effet des moyennes en temps et en fréquence qui sont utilisées. L'important est que les principales caractéristiques sont les mêmes.

En dépit de la dissymétrie entre les valeurs de densité électronique de la zone Sud (densité plus forte pendant les périodes d'été de l'hémisphère Sud) et de la zone Nord, une structure d'anomalie équatoriale apparaît très nettement sur les données de l'orbite 2031-1 du 19 novembre 2004 (voir Figure II-32(a)). Un spectre turbulent est visible autour de 03 :22 UT sur le spectrogramme des données du champ électrique ELF. Un trou de densité se produit à l'équateur magnétique légèrement avant que la puissance moyenne du processus turbulent soit à son maximum. Des crêtes, dont les bords externes ne dépassent pas les 20° de latitude invariante, se forment de part et d'autre de l'équateur. Des pentes dont la valeur moyenne est supérieure à 2 sont observées sur le bord équatorial de la crête Sud tandis que des pentes de valeur moyenne de l'ordre de 1.8 sont observées en association avec la crête Nord. Les données burst sont malheureusement à l'extérieur de la zone de turbulence. Les fluctuations des valeurs de pente et la rapidité avec laquelle le satellite traverse la crête Nord ne permettent pas d'être plus précis. En dehors des crêtes les valeurs de pente diminuent. Il existe toutefois des pics secondaires dont celui observé à ~ 03:17:57 TU (~ -30° de latitude invariante) qui est associé à un gradient de densité lié au bord extrême de la crête Sud.

Les données de l'orbite 2177-1 du 29 Novembre 2004 (voir Figure II-32(b)), sont relativement différentes. Un spectre turbulent est détecté autour de 04 :20 UT sur le spectrogramme des données du champ électrique ELF. Bien que l'existence d'un trou de densité ne puisse pas être mis en évidence ici, on retrouve sur les valeurs des pentes des données survey au voisinage de l'équateur des caractéristiques similaires à celles de la Figure II-32 (a). Sur les données survey, des valeurs de pente supérieures à 1.8 semblent indiquer l'existence d'un second processus turbulent autour de 04 :30 UT. Il est difficilement visible sur le spectrogramme. A priori il ne semble pas être associé à des irrégularités de densité électronique. L'examen des pentes des données burst montre que les valeurs des pentes atteignent 2.5. On a probablement ici l'exemple d'une turbulence de moyenne latitude qui s'est peut-être déplacée par rapport à son lieu de génération.

L'orbite 3311-1 (15 Février 2005) est particulièrement intéressante pour la durée et la variété des processus turbulents observés de part et d'autre de l'équateur. L'examen du spectrogramme des données électriques EBF montre qu'il existe une série de processus turbulents entre approximativement 03:39 et 03:46 UT et, probablement, une autre zone de turbulence au voisinage de 03 :52 UT. La zone de turbulence la plus intense (~03 :43 UT) est associée à un trou de densité parfaitement défini. La pente de la turbulence associée à une crête Sud très étendue a des valeurs légèrement supérieures à 2 sur toute la crête. Pour la crête Nord, les « trous » dans les valeurs de pente des données survey sont heureusement compensés par les valeurs des pentes des données burst. On détecte ainsi des valeurs de pente allant de 2 à 4 extrêmement bien localisées sur le bord équatorial de la crête Nord. Autour de 03:45 UT, un processus turbulent de moyenne latitude, bien détaché des processus équatoriaux, est associé à une augmentation de densité électronique. Peu visibles sur les données survey les variations des pentes des données burst montrent une nette augmentation (entre 2 et 3) sur les données burst. L'absence de données bursts ne permet pas de savoir si un processus turbulent de même type est associé à l'augmentation de densité observée à ~03 :34 UT. Par contre, le spectrogramme du champ électrique et les valeurs des pentes dues données survey montrent qu'il y a un autre type de processus turbulent de latitude moyenne autour de 03 :52 UT. En résumé, si l'on considère que les turbulences associées à des irrégularités de densité sont produites par ces irrégularités, les observations faites sur l'orbite 3311 suggèrent que les turbulences équatoriales sont

généérées près de « trous » de densité et que les turbulences de latitude moyennes sont soit générées par des augmentations de densité soit générées dans une autre région qu'à leur point d'observation.

Comme le montrent les figures 33, de nombreux processus turbulents de moyenne latitude sont observés sur DEMETER. Aiséement détectés sur les spectrogrammes des données de champ électriques ils n'ont pas de signatures très claires sur les variations de densité et les variations de pente des données survey. Des analyses plus fines, faites sur des données bursts, sont indispensables pour avancer dans l'étude des processus turbulents des régions où les irrégularités de densité sont spatialement étendues comme dans les régions équatoriales et les régions aurorales.

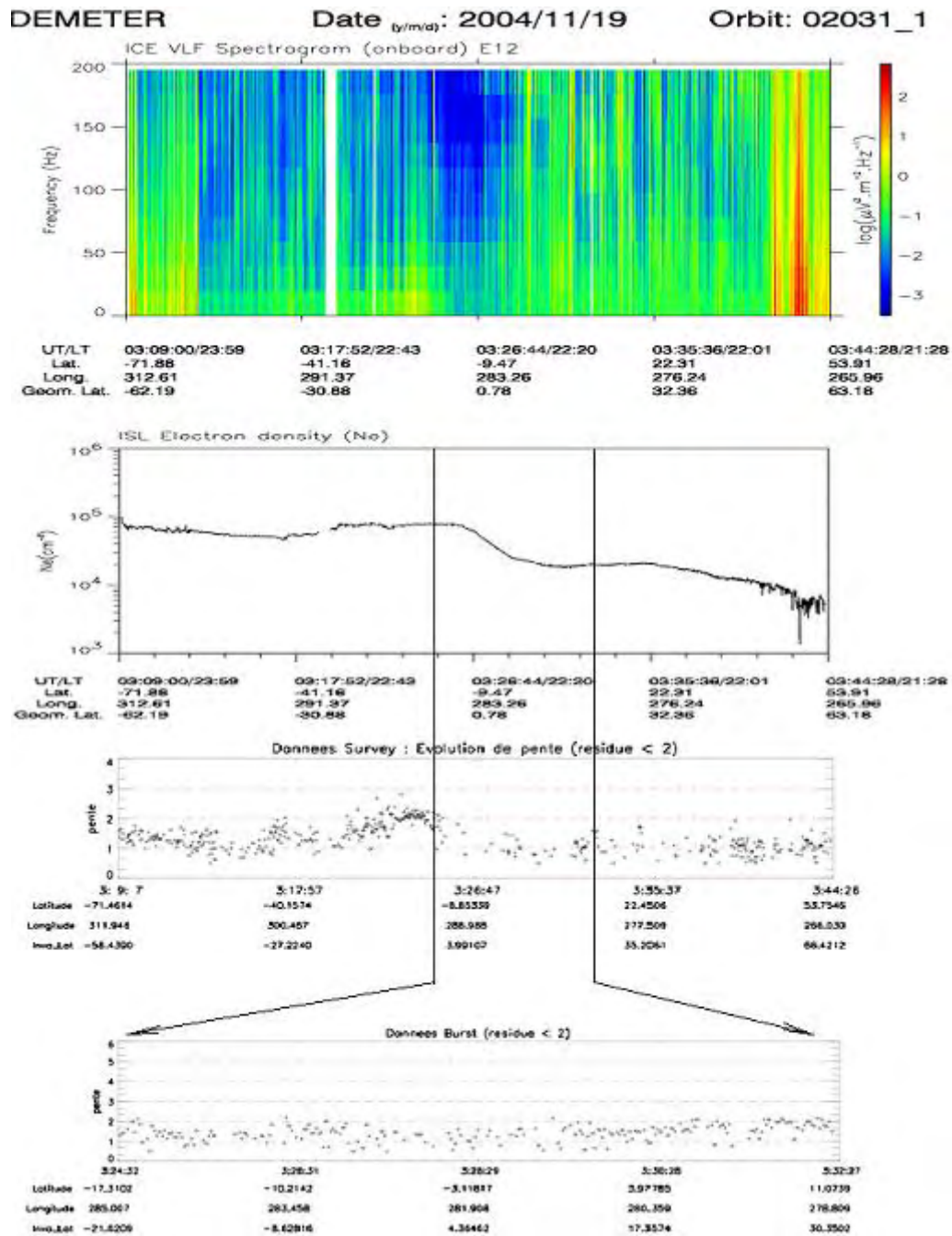


Figure II-32 (a) : orbite 2031-1, le 19/11/2004

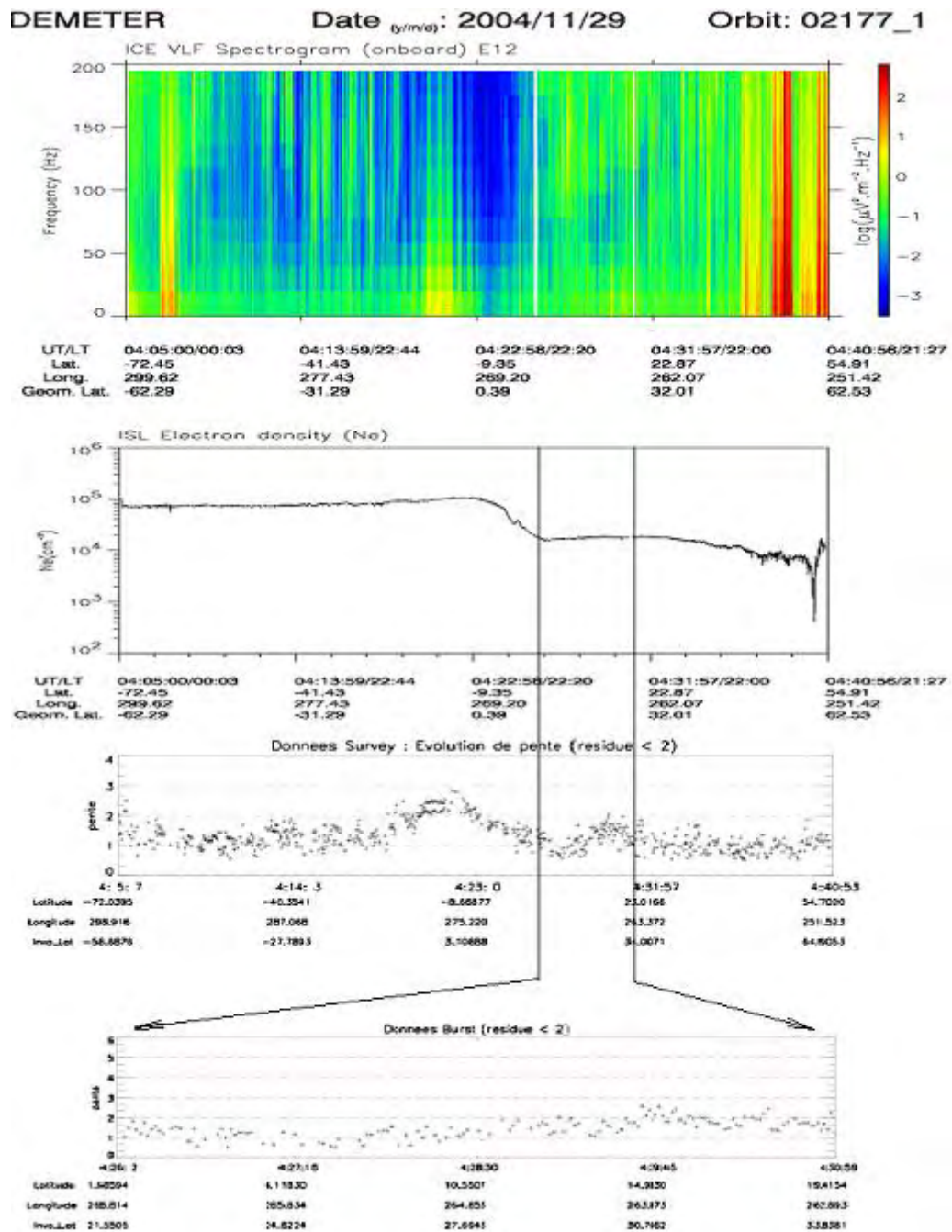


Figure II-32 (b) : orbite 2177-1, le 29/11/2004

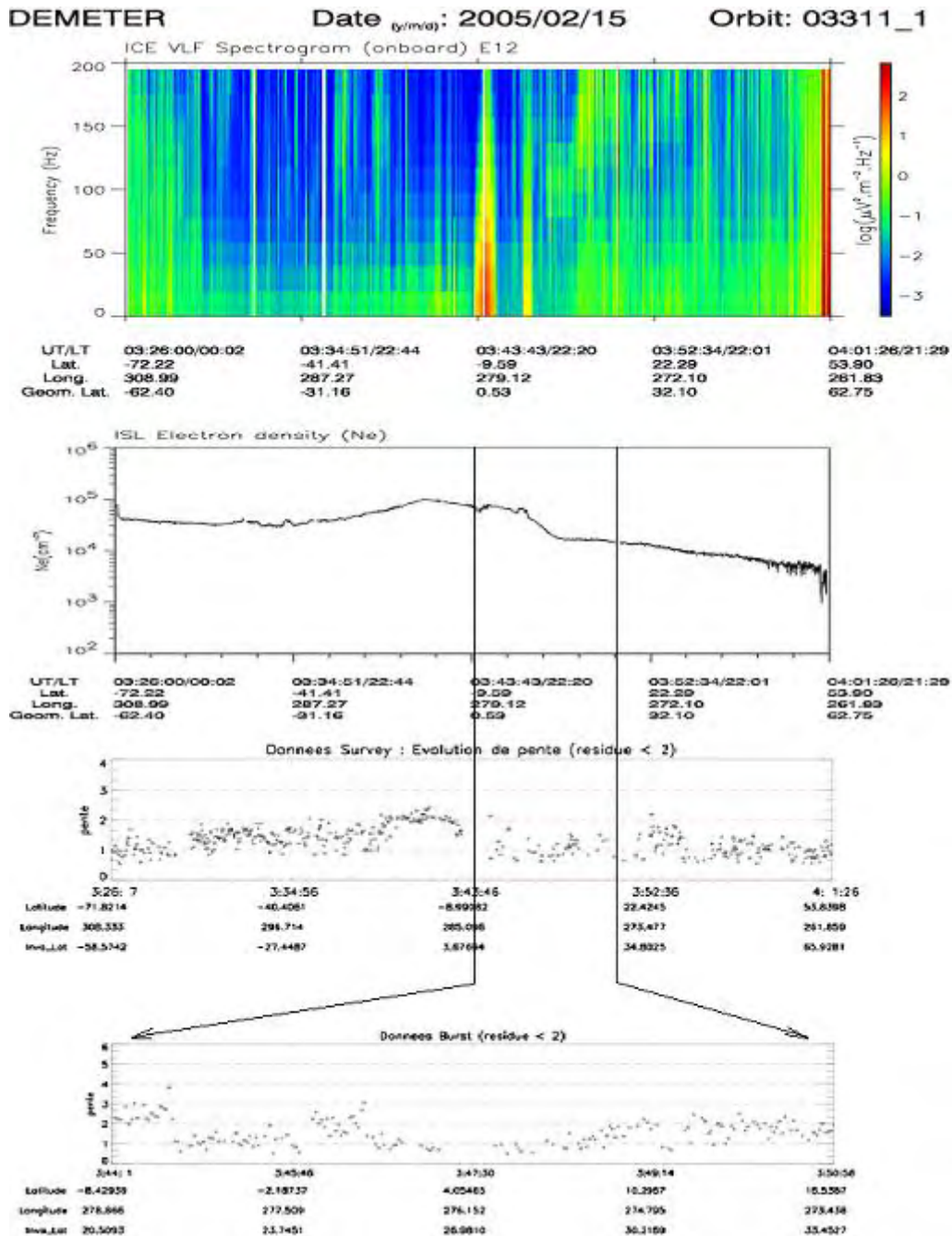


Figure II-32 (c) : orbite 3311-1, le 15/02/2005

Figure II-32(a-c) : Variation de la pente en fonction de la densité électronique (passage de nuit) dans les régions équatoriales (pour les orbites : 2031-1, 2177-1, 3311-1), de haut en bas : spectrogramme d'une composante électrique, variation de la densité électronique, évolution des pentes des spectres des données survey le long d'une orbite, évolution des pentes des spectres des données burst pendant la période en mode "Burst".

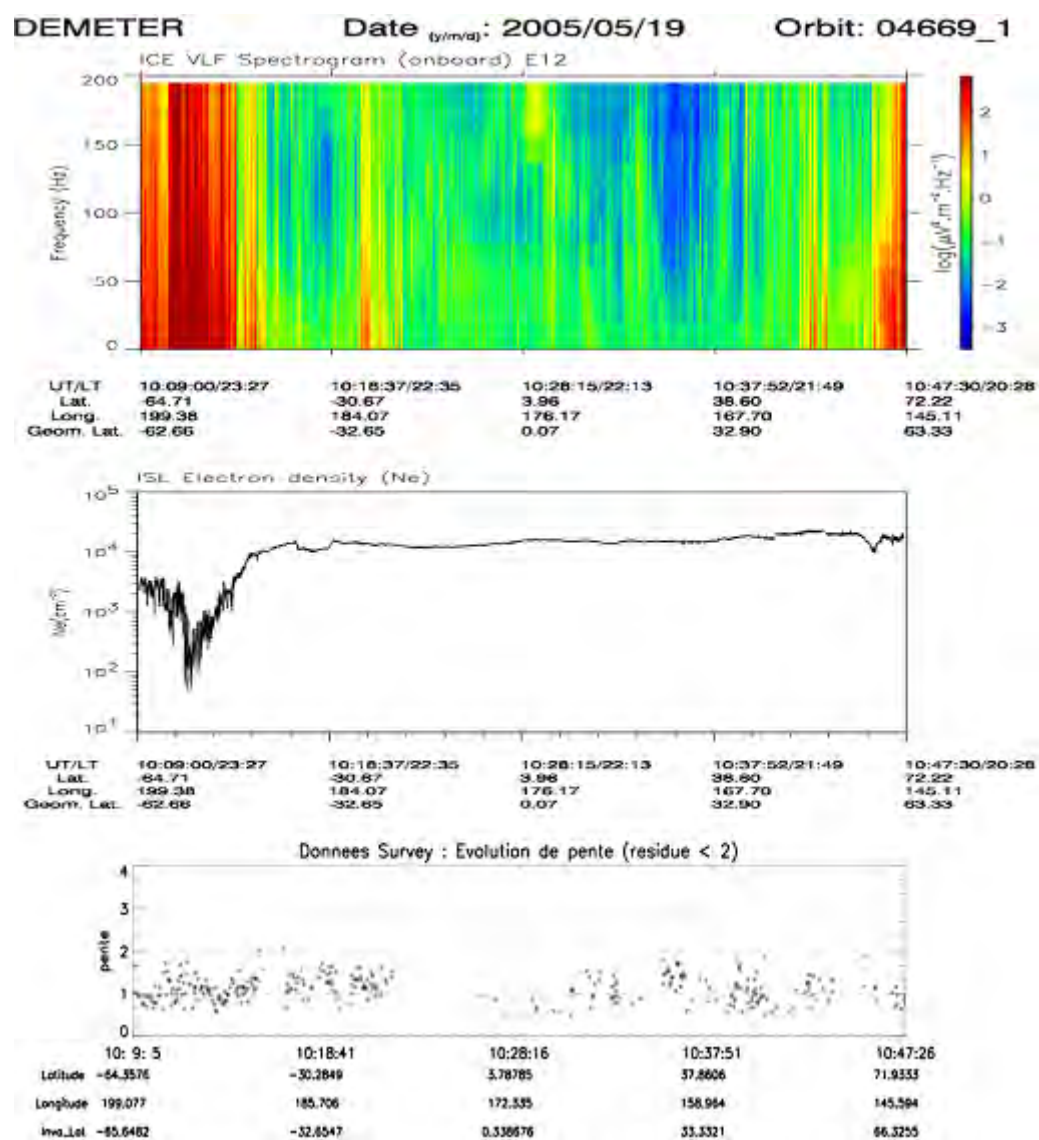


Figure II-33 (a) : orbite 4669-1, le 19/05/2005

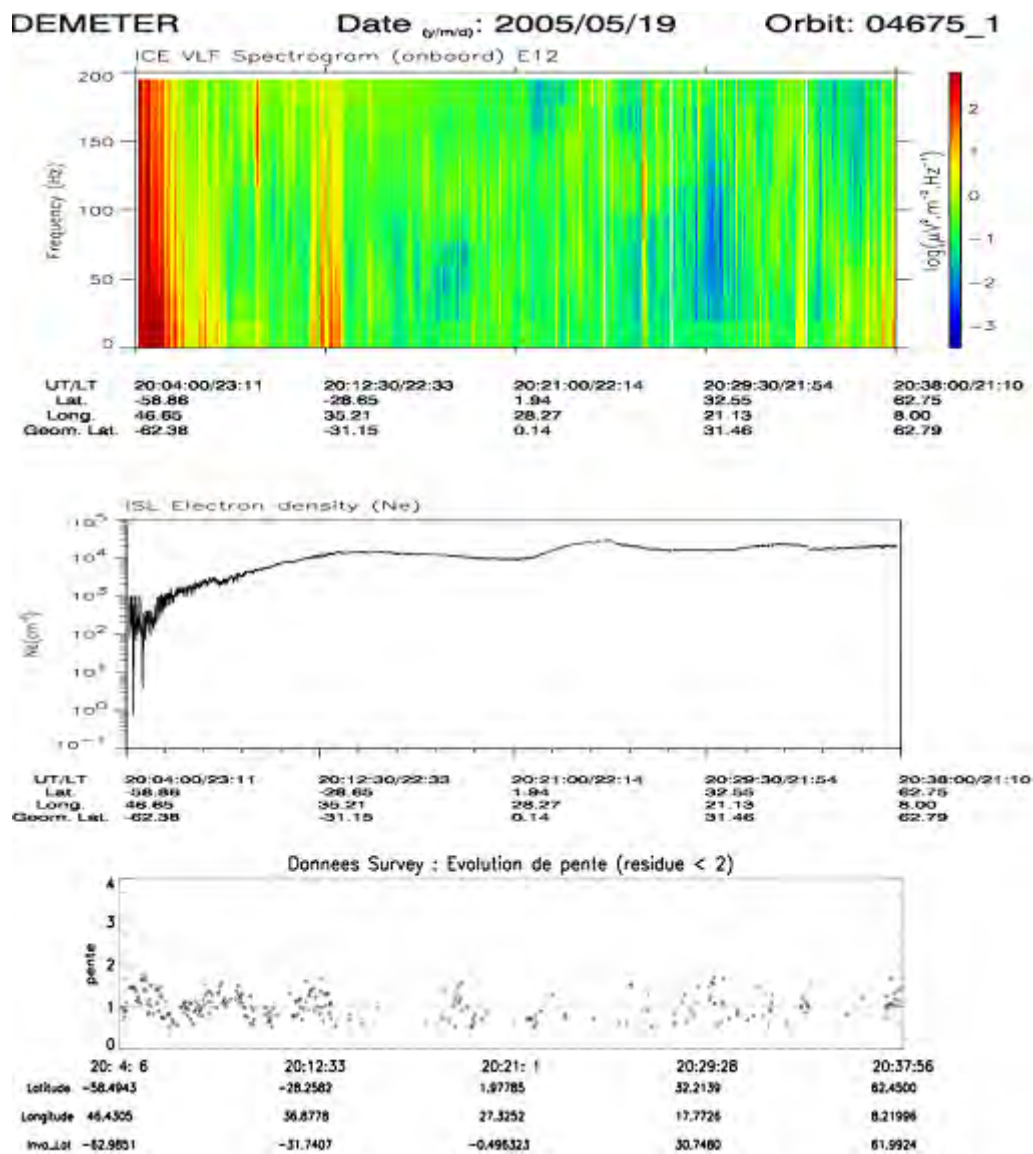


Figure II-33 (b) : orbite 4675-1, le 19/05/2005

Figure II-33(a-b) : Variation de la pente en fonction de la densité électronique (passage de nuit) à moyenne latitude géomagnétique (pour les orbites : 4669-1, 4675-1), de haut en bas : spectrogramme d'une composante électrique, variation de la densité électronique, évolution des pentes des spectres des données survey le long d'une orbite.

7.4 CONCLUSION

Les analyses présentées ici permettent de tirer des conclusions importantes dans trois domaines : la caractérisation des processus turbulents, les processus électrostatiques dans les régions d'anomalie équatoriale, les processus turbulents dans les régions de moyenne latitude.

- Caractérisation des processus turbulents

En ce qui concerne la caractérisation des processus turbulents, s'il est clair que les deux paramètres caractéristiques sont la puissance et la pente α des spectres turbulents, il est beaucoup moins évident de savoir comment caractériser la puissance. Si l'on veut avoir des informations sur l'état du processus turbulent lui-même (stable ou dans un processus de cascade vers les plus petites échelles spatiales) il est probablement nécessaire de tenir compte de plusieurs composantes de Fourier.

Bien que cela n'ait été formellement démontré que pour les turbulences associées à l'anomalie équatoriale, juste après le coucher du soleil, et dans une gamme bien définie de longitudes géographiques, on a montré que la valeur de la pente d'un spectre turbulent était liée à la puissance de ce spectre. Clairement, les valeurs de la pente augmentent avec la valeur de la puissance. Un point qui n'a pas été élucidé est la relation avec les variations de l'activité géomagnétique. S'il est probable que la valeur moyenne de la densité de puissance spectrale augmente légèrement pour les observations faites de nuit dans les régions aurorales aucune corrélation n'a pu être établie pour les valeurs de la pente, que ce soit dans les régions aurorales ou équatoriales.

Plusieurs analyses ont démontré l'importance de la résolution temporelle et spatiale pour l'estimation de la pente des processus turbulents. En comparant les valeurs obtenues pour le même processus à partir des données du mode survey et du mode burst on a observé que la dynamique des valeurs de α est nettement plus grande pour les analyses faites avec le mode burst. Des différences allant jusqu'à 30% ont été notées. Une comparaison des valeurs de pente obtenues avec différents satellites, différents instruments et différentes techniques d'analyse nécessite la prise en compte de telles incertitudes. Par ailleurs les quelques cas de turbulence de

moyenne latitude présentés ici ont montré toute la difficulté d'estimer correctement des pentes de spectre lorsque l'on ne disposait pas de la résolution temporelle voulue, c'est à dire de la résolution du mode burst. Ce point, qui est à l'évidence moins critique pour la détection de processus turbulents à partir des spectrogrammes du champ électrique, semble également affecter les mesures d'irrégularités de densité électronique.

- Turbulence électrostatique dans les régions de l'anomalie équatoriale

Les études statistiques faites sur les données de champ électrique du satellite DEMETER entre Novembre 2004 et Août 2005 montrent que des spectres turbulents à forte pente ($\alpha > 2$) sont principalement observés l'hiver, juste après le coucher du Soleil, entre $\sim -70^\circ$ et 0° de longitude. Bien qu'une comparaison sur les mêmes mois soit nécessaire pour confirmer cette remarque, il semble que ces spectres turbulents à forte pente se produisent dans les régions où le taux d'occurrence des "bubbles" est maximum. Les études de cas présentés ici suggèrent que ces processus turbulents se produisent en association avec les "crêtes" de densité électronique. Dans la région Nord ($0-20^\circ$ de latitude invariante) il semble que la turbulence équatoriale se produit sur le bord équatorial de la crête.

Pendant les passages de nuit (~ 22 H TL) des spectres turbulents de puissance et de pente plus faible (α compris entre ~ 1.6 et $2.$) sont observés à d'autres longitudes dans les régions équatoriales. Toutefois, les effets de la sonde de Langmuir sur le rapport signal à bruit rendent difficile les interprétations des données de faible puissance. Pendant les passages de jour (~ 10 H TL) on n'a pratiquement observé aucun processus turbulent. Globalement, les valeurs de α obtenues pour les spectres turbulents de puissance moyenne supérieure à ~ 1.6 sont en parfait accord avec les valeurs obtenues par Hobara et al. (2005) sur les données AUREOL 3 dans les régions de moyennes et basses latitudes.

- Processus turbulents dans les régions de moyenne latitude

Parce que de puissances plus faibles que les spectres turbulents à forte pente, et probablement par ce que très localisés, les processus turbulents de moyenne

latitude (autour de $\sim 30^\circ$ de latitude invariante) sont très peu visibles dans les études statistiques. Toutefois, les études de cas présentées dans la section 3 montrent : que ces processus sont présents, que leurs lois de puissance sont du même ordre que celles des processus équatoriaux, que certains semblent être associées à des irrégularités de densité locales, que d'autres sont probablement observés hors de leur zone de génération.

8. STATISTIQUE SUR LA TURBULENCE IONOSPHERIQUE

DEMETER est le premier satellite qui peut recueillir assez de données ionosphériques pour étudier les phénomènes liés à l'activité sismique. Grâce à ces données, on va chercher une relation statistique entre les perturbations ionosphériques des paramètres de la turbulence électrostatique (densité de puissance et pente) et les séismes. Pour cette partie, on analyse les données ionosphériques de DEMETER entre Août 2004 et Décembre 2005, et les données sismiques (magnitude ≥ 4.8) pendant la même période. Les résultats de la statistique sont présentés avec la méthode des époques superposées en fonction du temps et de la distance avec les épicentres. Deux types de traitement statistique seront utilisés. Mais dans un premier temps on va montrer un exemple où DEMETER observe de la turbulence électrostatique quand il passe au dessus de l'épicentre d'un futur séisme.

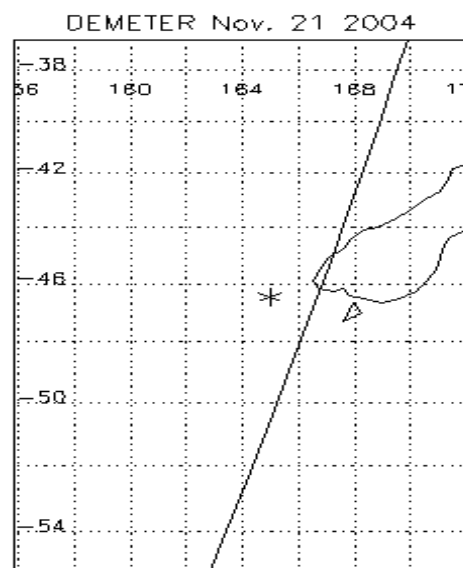


Figure III-1 : Carte de l'événement sismique du 22 Novembre 2004 près de la Nouvelle Zélande. L'épicentre du séisme est indiqué par une étoile. La droite représente la projection de l'orbite de DEMETER.

8.1 UN EVENEMENT PARTICULIER

Un séisme de magnitude 7.3 a eu lieu le 22 Novembre 2004, à 20:26:25 UT, Position:-46.57°S, 164.83°E, près de la Nouvelle Zélande (voir Figure III-1). Les données de DEMETER correspondantes à ce séisme sont présentées dans la Figure

III-2. Sur cette Figure, on observe de la turbulence électrostatique un jour avant le séisme quand le satellite passe juste au-dessus de l'épicentre. Dans les panneaux correspondants à IMSC et à ICE on voit aussi des ondes de type souffle avec une fréquence de coupure proche de la gyrofréquence des protons. Le 3^{ème} panneau représente les variations d'énergie des particules.

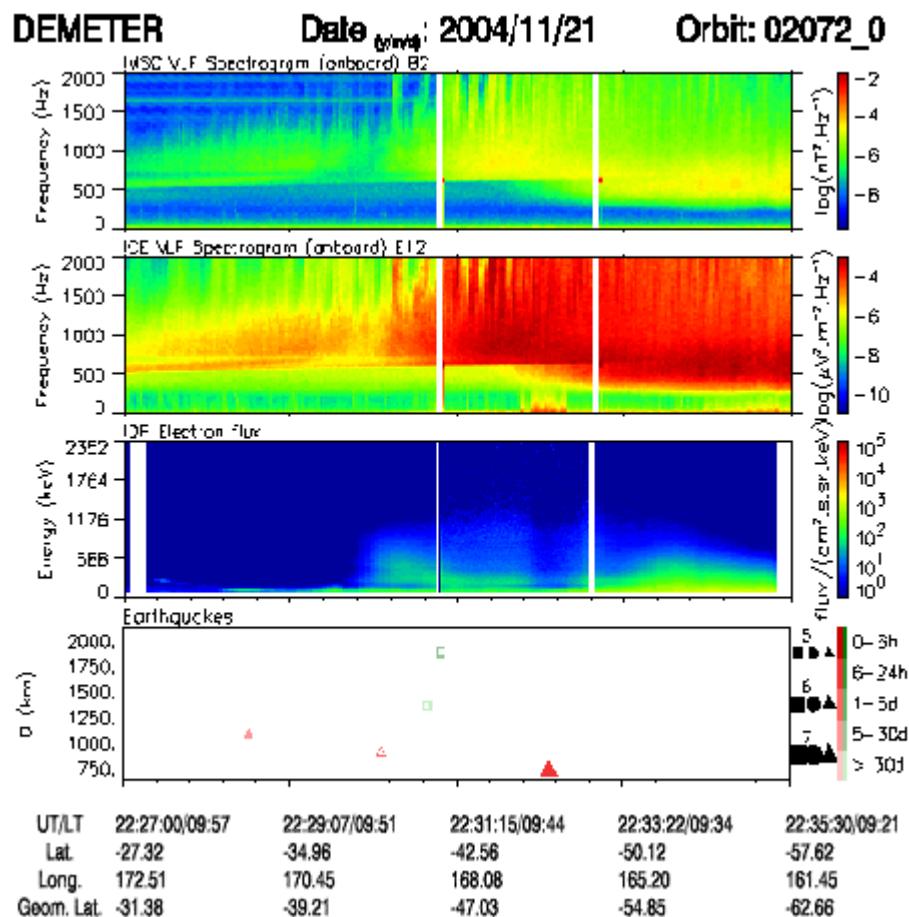


Figure III-2 : De haut en bas : spectrogramme d'une composante magnétique, spectrogramme d'une composante électrique, spectrogramme du flux d'énergie des particules, et positions des séismes le long de l'orbite qui est montrée sur la Figure précédente. Les données sont enregistrées un jour avant le tremblement de Terre qui est indiqué par le triangle rouge brillant.

Bien qu'elle soit corrélée dans le temps et dans l'espace avec ce séisme cette observation peut être fortuite et, là encore il est nécessaire de faire une statistique pour voir si la turbulence électrostatique dans l'ionosphère est perturbée par l'activité sismique. On va d'abord étudier les variations de cette turbulence suivant les différentes régions géographiques et suivant la période de la journée pour déterminer

les valeurs moyennes des paramètres et ainsi pouvoir évaluer une éventuelle perturbation.

8.2 VARIATION MOYENNE DES PARAMETRES DE LA TURBULENCE

La première étape est de préparer les données de “background”, qui vont servir de référence pour le traitement statistique. Car si on veut tester la présence d'événements particuliers, on doit d'abord connaître les valeurs normales des paramètres. Dans cette étape, on représente les cartes géographiques de la densité de puissance de la turbulence et de la pente du spectre (voir chapitre 7). Elles comprennent toutes les données de DEMETER sur l'intervalle de temps considéré sauf quand la valeur du Kp est vraiment trop élevée (>7). On utilise les données VLF du spectrogramme de l'antenne électrique calculées pendant le mode survey entre 19 et 156 Hz. Les deux dimensions sont les longitudes géographiques et latitudes géographiques du satellite avec une résolution respective de 3 et 2 degrés. La troisième dimension est le temps local (jour et nuit). Ces cartes sont représentées dans les Figures III-3 et III-4.

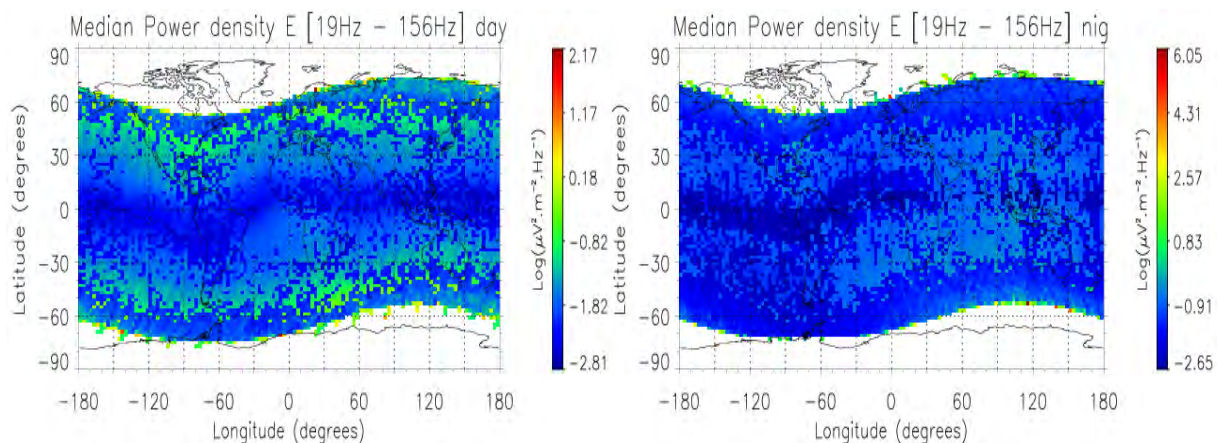


Figure III-3 : Cartes géographiques moyennes de la densité de puissance de la turbulence pendant la période entre Août 2004 et Décembre 2005, de jour à gauche et de nuit à droite.

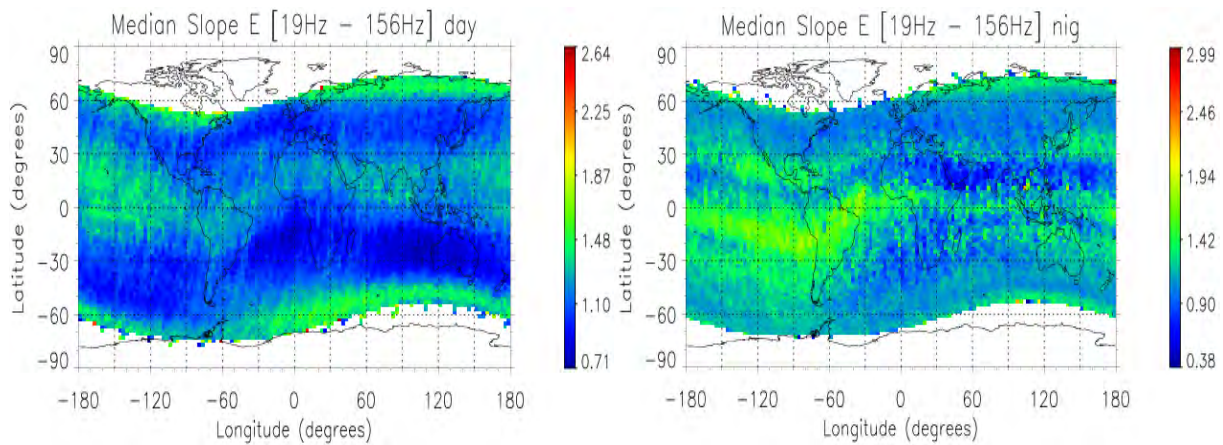


Figure III-4 : Cartes géographiques moyennes de la pente de la turbulence pendant la période entre Août 2004 et Décembre 2005, de jour à gauche et de nuit à droite.

En fait dans chaque cellule des cartes géographiques de la Figure III-3 on cherche à obtenir un histogramme de la densité de puissance à l'endroit donné. Dans cet histogramme de la densité de puissance on calcule en fait le logarithme de la densité et on utilise 128 intervalles égaux pour représenter les valeurs. Chaque histogramme représente l'estimation de la fonction de probabilité de la densité pour toutes les données valables, sans faire de différence entre les activités séismiques et non séismiques. Dans la Figure III-5(a), on présente un exemple de cet histogramme et aussi les valeurs de la fonction de distribution cumulée pour la densité dans une cellule donnée. Cette fonction de distribution cumulée est obtenue comme l'intégrale de la fonction de distribution.

Pour les histogrammes de pente des cartes de la Figure III-4, on utilise directement les valeurs de la pente dans chaque cellule. La Figure III-5(b) montre un exemple pour une cellule particulière.

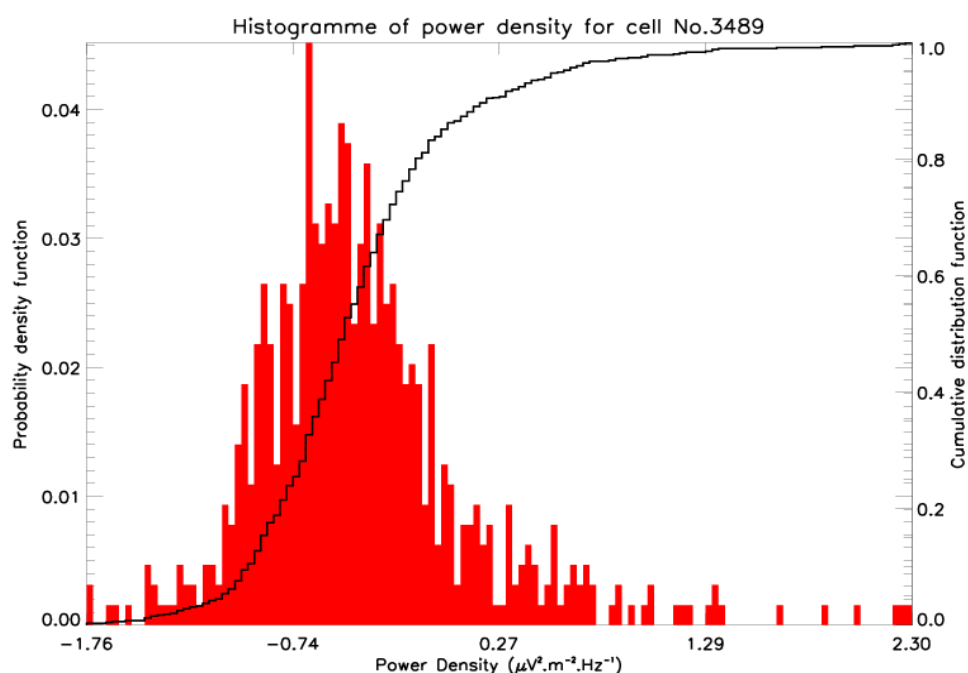


Figure III-5(a) : Exemple de la fonction de distribution de probabilité de la densité de puissance déterminée par un histogramme (courbe rouge et échelle de gauche) et de la fonction de distribution cumulée correspondante (courbe noire et échelle de droite) pour la cellule de latitude entre -32° à -30° , et de longitude entre 27° à 30° .

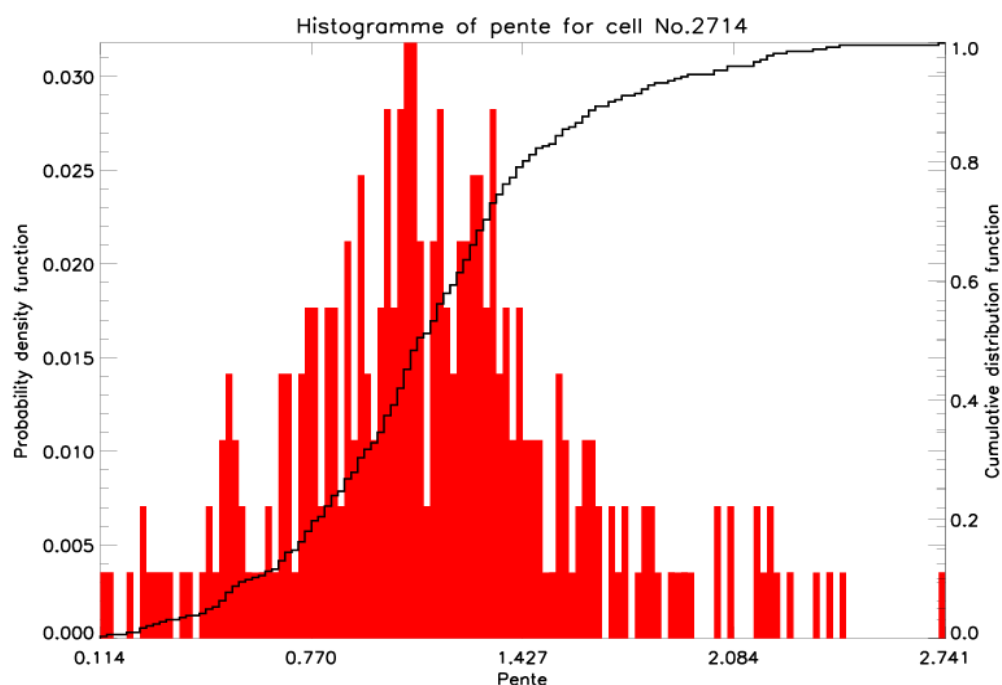


Figure III-5(b) : Exemple de la fonction de distribution de probabilité de la pente déterminée par un histogramme (courbe rouge et échelle de gauche) et de la fonction de distribution cumulée correspondante (courbe noire et échelle de droite) pour la cellule de latitude entre -46° à -44° , et de longitude entre 222° à 225° .

Selon le théorème de la limite centrale, les valeurs moyennes de probabilité cumulée sont approximativement distribuées normalement dans chaque cellule. Leur fonction de probabilité de densité est proche d'une Gaussienne ayant une valeur moyenne de 0.5 et dont l'écart-type est relatif au nombre de valeurs moyennes. Chaque valeur de probabilité cumulée moyenne peut être représentée par sa différence avec la valeur moyenne normalisée par σ . Si on observe un écart type systématique de plusieurs σ , on considère l'effet comme statistiquement significatif.

8.3 LA STATISTIQUE

Une fois que l'on a les valeurs arithmétiques moyennes de probabilité cumulée pour toutes les données dans chaque cellule pré-définies. On calcule leur probabilité cumulée pour les mesures de densité de puissance notée pendant les événements sismiques pour voir s'il y a une différence par rapport aux valeurs moyennes. Dans un premier temps on utilise un an de données DEMETER entre Août 2004 et Août 2005. Le nombre de séisme de magnitude > 4.8 qui intervient dans cette période est de 3824. On sélectionne les données satellite quand la distance entre la projection verticale de l'orbite au sol et la position des épicentres des séismes est inférieure à 2000 km. On choisit comme décalage entre le temps d'observation et le moment des séismes une période allant de $-72h$ à $+24h$.

8.3.1 Méthode 1

Avec cette méthode, pour chaque valeur mesurée le long d'un orbite proche d'un épicentre on se sert de l'histogramme de la cellule correspondante pour lui faire correspondre une valeur de probabilité qui va donc être entre 0 à 1. On présente les résultats avec la méthode des époques superposées et chaque cellule est fonction du temps et de la distance :

- Différence de temps entre le séisme et la période de mesure: on fixe le temps du séisme à 0, et le temps de mesure est comparé avec celui du séisme, les différences vont de -72 heures à 24 heures ; on sépare chaque jour en 12 parties, c'est-à-dire que l'on prend des intervalles de temps de 2 heures.
- Distance avec l'épicentre, entre 0 à 2000 km avec des intervalles de 200 km.

On remplit les cellules au fur et à mesure avec les différent tremblement de Terre. A la fin, dans chaque cellule on calcule les valeurs moyennes de ces valeurs de probabilité cumulée. On fait ensuite un traitement identique avec les données de DEMETER mais en remplaçant les séismes par des événements tirés au hasard en temps et en position. Les résultats sont présentés dans les Figures III-6 (densité de puissance) et III-7 (pente).

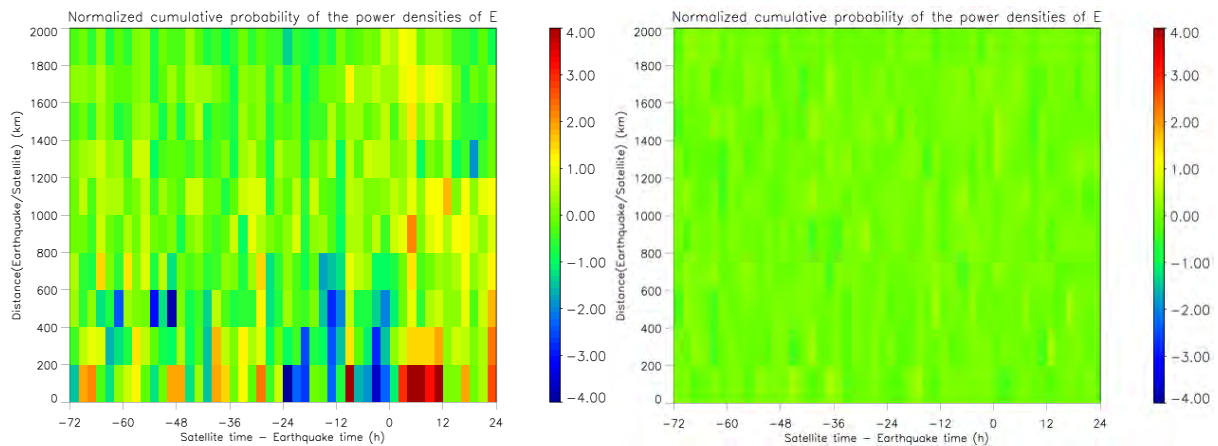


Figure III-6 : Représentation de la probabilité normalisée de la densité de puissance par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

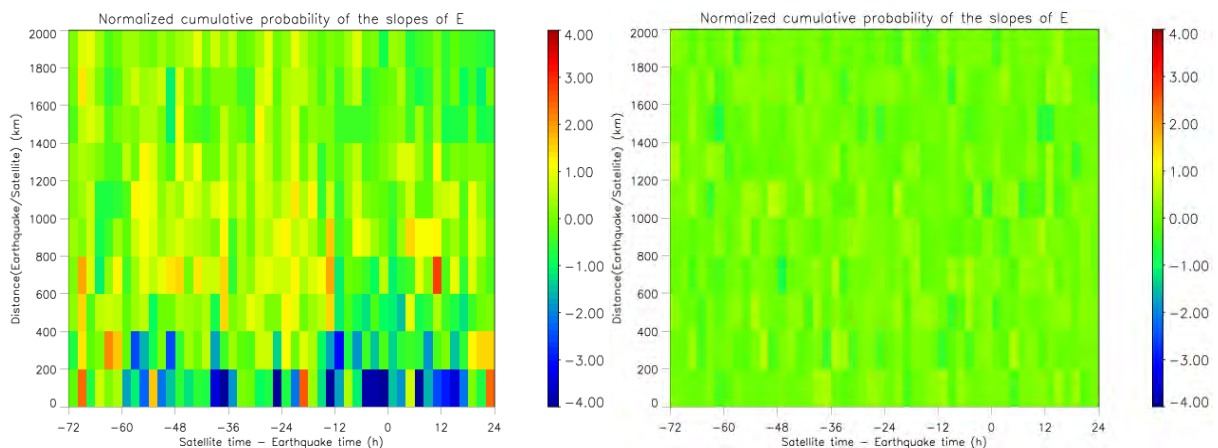


Figure III-7 : Représentation de la probabilité normalisée de la pente par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

Dans ces Figures on observe des variations quand on est proche des séismes (distance < 400 km) aussi bien avant qu'après les chocs alors qu'aucune variation n'est observée pour des événements tirés au hasard.

8.3.2 Méthode 2

Avec l'histogramme de la densité de puissance dans chaque cellule, on peut simplement calculer la valeur moyenne de cette densité de puissance, et ensuite le rapport entre la valeur de la densité de puissance pendant les événements sismiques et cette valeur moyenne. Pour la densité de puissance on utilisera le logarithme décimal du rapport et pour la pente on utilisera directement le rapport.

Les résultats de cette deuxième méthode sont représentées dans les Figures III-8 (densité de puissance) et III-9 (pente). Là encore on observe des variations quand on est proche des séismes (distance < 400 km) aussi bien avant qu'après les chocs alors qu'aucune variation n'est observée pour des événements tirés au hasard.

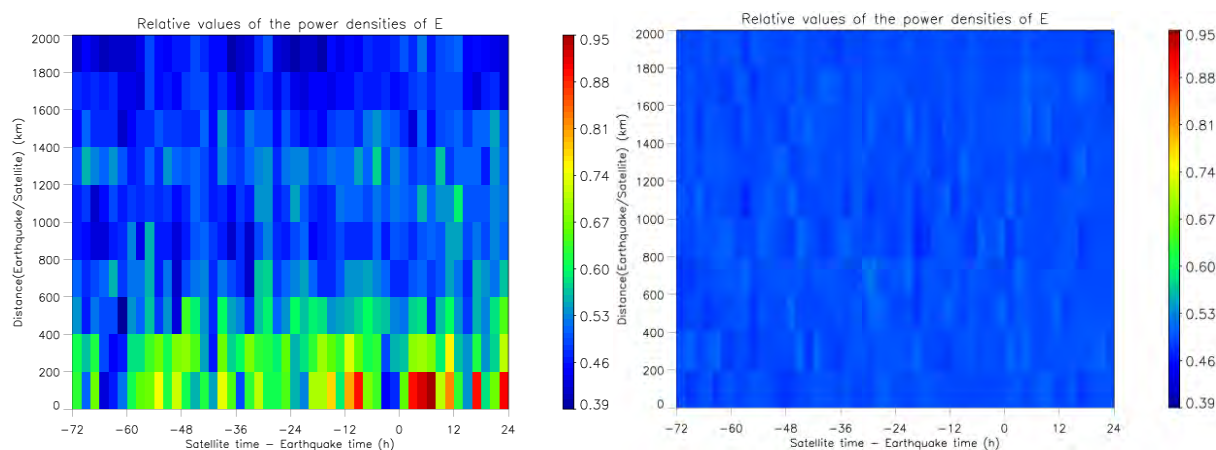


Figure III-8 : Représentation du rapport entre la valeur de la densité de puissance et la valeur moyenne par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

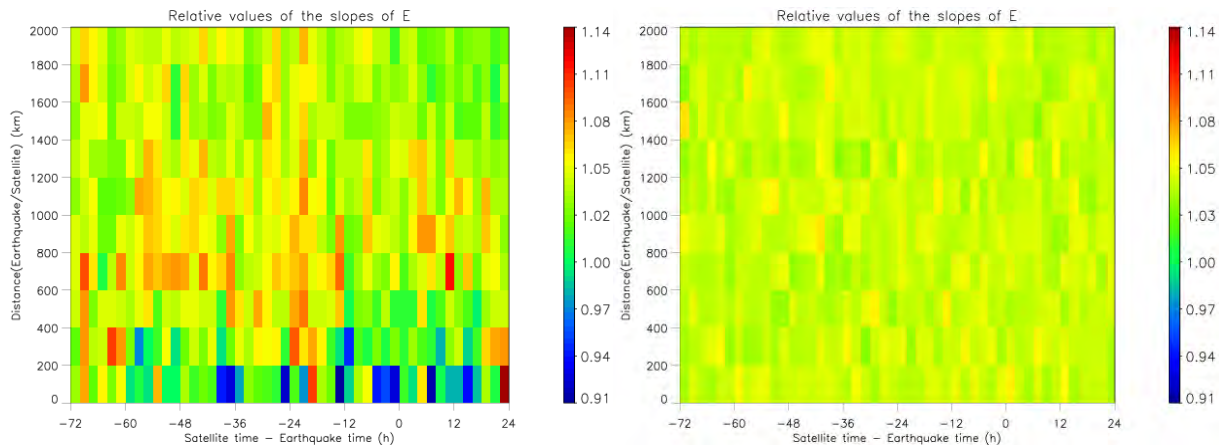


Figure III-9 : Représentation du rapport entre la valeur de pente et la valeur moyenne par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

8.3.3 Discussion des résultats

Pour la densité de puissance les deux méthodes montrent un maximum de variation quelques heures après les séismes (Figure III-6 et Figure III-8 à gauche). Ce résultat est intéressant car des mécanismes existent qui peuvent rendre compte de ces perturbations (voir paragraphe 1.5.3). Les Figures III-6 et III-8 (à gauche) présentent aussi une variation de densité de puissance avant les chocs avec un pic 10 heures avant. Avec la méthode 1 la Figure III-6 (gauche) montre des pics de temps en temps jusqu'à la fin du troisième jour avant les séismes. Le niveau de perturbation est fonction des distances à l'épicentre. Quand cette distance est supérieure à 400 km, les fluctuations diminuent. Pour les cas de la pente du spectre de la turbulence (Figures III-7 et III-9 à gauche), il y a des variations claires près des séismes. Même si cela n'affecte pas le fait que l'on observe des variations près de l'épicentre des séismes, il y a une possibilité que les effets pré et post-séismiques soient mélangés dans ces Figures car nous avons gardé dans la base de données des séismes les répliques qui ont lieu dans les heures et les jours qui suivent les chocs importants. Ces répliques peuvent avoir aussi des magnitudes supérieures à 4.8.

8.4 EXTENSION DE L'ANALYSE STATISTIQUE

Pour voir si les résultats obtenus dépendent de la base de séismes utilisée, on applique maintenant les mêmes méthodes que dans le paragraphe 8.3 mais en augmentant l'intervalle de temps des données DEMETER (Août 2004 - Décembre 2005) et en supprimant de la base de données des tremblements de terre les répliques pour ne pas mélanger les effets pré et post-séismiques. C'est-à-dire que pour un séisme donné on supprime les séismes qui se produisent jusqu'à 4 jours après dans la même zone. Le nombre de séismes de magnitude > 4.8 qui intervient dans la statistique est maintenant de 2173. Les résultats sont présentés dans les Figures III-10 - III-13.

Aucun changement n'est globalement observé en ce qui concerne les variations quand on est proche des séismes (ou quand on utilise une base d'événements aléatoires). Pour les deux méthodes les variations de densité de puissance après les séismes (Figures III-10 et III-12 à gauche) ne sont plus aussi importantes. Par contre des variations de pente (Figure III-11 et III-13 à gauche) sont observées dans les deux heures qui suivent les séismes. Les variations de densité de puissance (Figure III-10 et III-12 à gauche) sont plus importantes entre 1 et 2 jours avant les séismes.

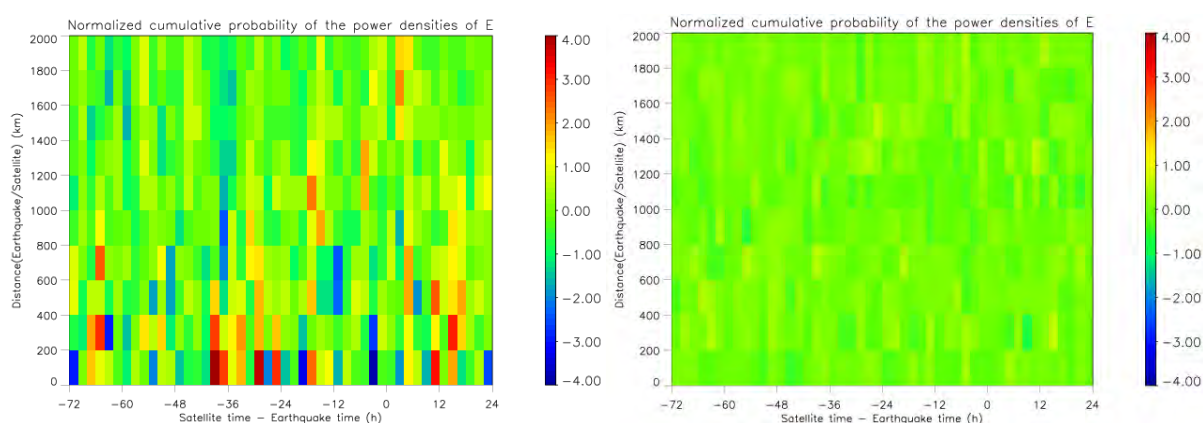


Figure III-10 : Représentation de la probabilité normalisée de la densité de puissance par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; (résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite)).

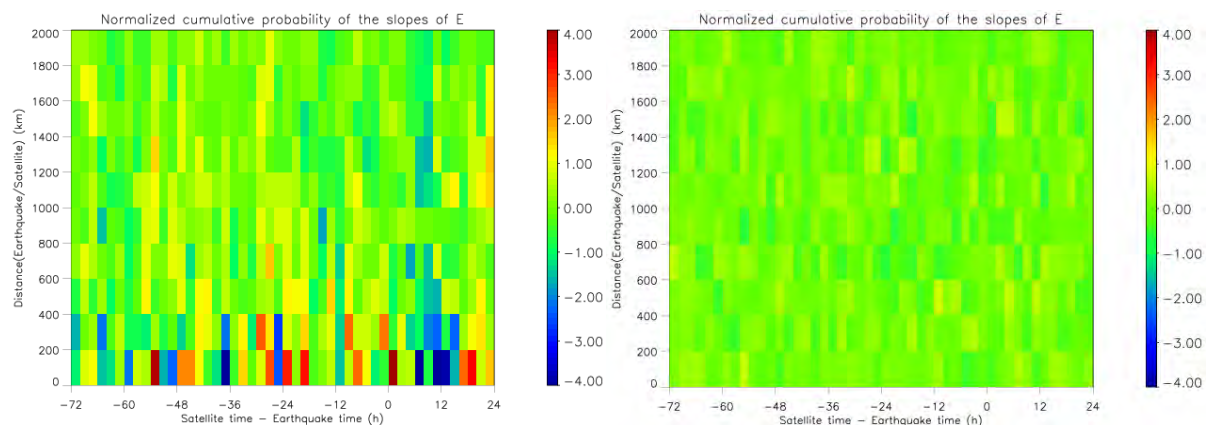


Figure III-11 : Représentation de la probabilité normalisée de la pente par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

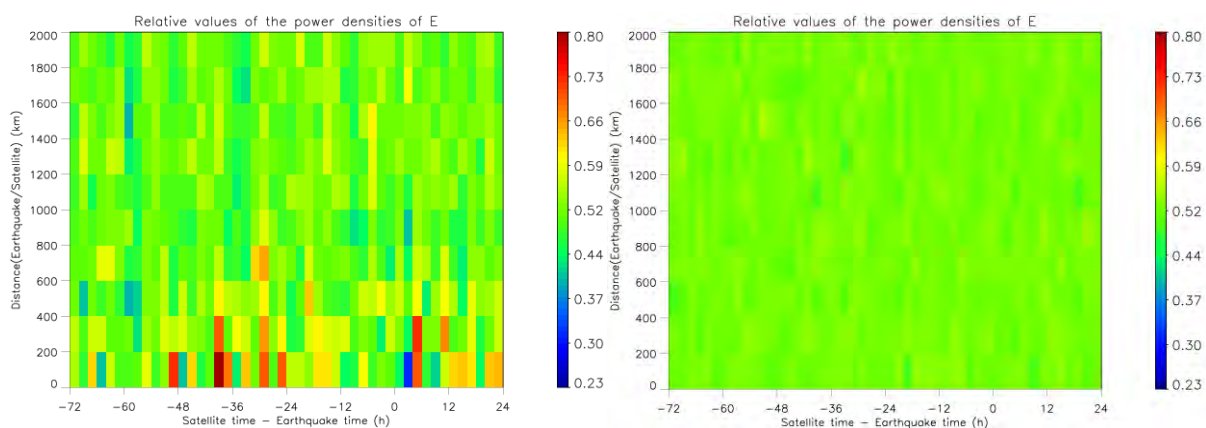


Figure III-12 : Représentation du rapport entre la valeur de la densité de puissance et la valeur moyenne par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

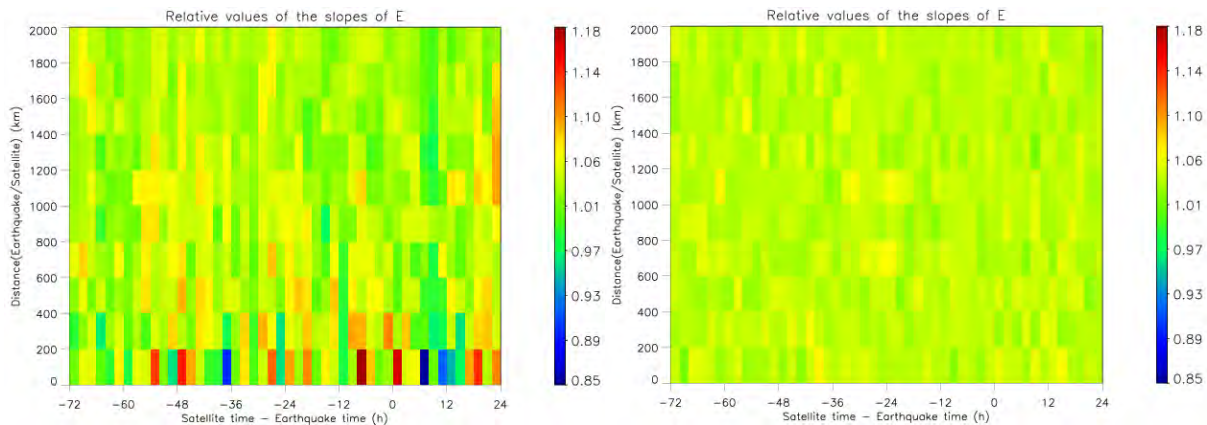


Figure III-13 : Représentation de ratio de valeur de pente au valeur moyenne par la méthode des époques superposées en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite sur la Terre et les épicentres des séismes et en fonction du temps entre les données et le temps du séisme (à gauche) ; résultat quand on prend un tirage au hasard des événements (à droite).

8.5 CONCLUSIONS

Les résultats montrés dans les Figures précédentes indiquent que :

- Quand on est loin des séismes, les valeurs des paramètres sont similaires aux résultats obtenus quand on utilise des événements aléatoires. Ce phénomène est présent dans toutes les Figures quelque soit la méthode d'analyse. C'est-à-dire qu'il y a une influence de l'activité sismique sur la turbulence électrostatique à l'altitude de 700 km avant et après les séismes.
- Ces perturbations sont réelles mais on ne peut les mettre en évidence que statistiquement.
- Les perturbations sont principalement observées jusqu'à 2 jours avant les séismes et dans les heures qui suivent les chocs.
- Mais ces perturbations sont faibles. Si on considère, par exemple, la valeur moyenne du logarithme décimal du rapport entre la densité de puissance pendant les activités sismiques et le niveau moyen de la densité de puissance qui est présentée dans la Figure III-12, on trouve 0.52 loin des séismes (Figure de gauche) ou pour les événements aléatoires (Figure de droite). Dans la Figure III-12 (à gauche) la variation maximum est de 0.8, c'est-à-dire

qu'au maximum les valeurs de la densité de puissance augmente d'un facteur $100 (10^{10^{(0.8-0.52)}})$.

- Concernant les résultats sur le pente dans la Figure III-13, le changement moyen est au maximum de 20%.

9. CONCLUSION GENERALE

- Etude du CET

Le travail effectué pendant cette thèse a d'abord concerné l'étude de la densité électronique dans l'ionosphère et plus particulièrement le CET (Contenu Electronique Total). Plusieurs investigations ont été menées :

Une étude complète a été faite avec la cinquantaine de stations du système DORIS et plusieurs satellites (SPOT2, SPOT4, SPOT5, Topex-Poseidon, Jason1). Dans une première étape les valeurs du CET ont été évaluées à partir des mesures ionosphériques de DORIS et comparées avec les valeurs données par le modèle IRI2001. Un bon accord a été trouvé. Dans une deuxième étape les valeurs de CET ont été utilisées pour rechercher des corrélations entre les perturbations ionosphériques et l'activité sismique. Des tremblements de terre de magnitude supérieurs à 5 ont été sélectionnés près des stations DORIS. La statistique montre que, pendant la nuit, et à des latitudes géomagnétiques proches de l'équateur ($< 10^\circ$), l'amplitude du CET fluctue au moment des séismes (comme on peut s'y attendre), mais aussi 2 jours et 5 jours avant.

Une autre étude a concerné les variations de CET observées par la station DORIS situé à Cibirong, Indonésie (CICB, latitude: -6.48° ; longitude: 106.85°) au moment du tremblement de Terre de Sumatra (magnitude 9.0) qui a eu lieu le 26 Décembre 2004. Le résultat principal de cette étude montre qu'une perturbation du CET est détectée la nuit avant le choc.

- Etude de la turbulence ES

Les études sur la turbulence électrostatique aux moyennes et basses latitudes de l'ionosphère ont été initiées en 2004 dans le cadre d'un groupe de l'International Space Science Institute (ISSI) de l'ESA (groupe O.A. Molchanov/F. Lefeuvre - Lithosphere-Ionosphere Coupling due to Seismicity). Une étude statistique a été faite sur 4 ans de données du satellite AUREOL 3. Il s'est avéré que si les densités de puissances spectrales avaient tendance à être plus élevées pendant les périodes d'activité sismique, les pentes des lois de puissance (lois de puissance en $1/f^\alpha$) étaient approximativement les mêmes (α de l'ordre de 2. à 2.6) en périodes d'activité

sismique comme en périodes calmes. Toutefois, l'étude ayant été faite à partir de valeurs fournies par 3 "filter banks" seulement, il était difficile d'en tirer des conclusions définitives.

(1) Paramètres caractéristiques

Dès le début de l'exploitation des données de DEMETER, les travaux ont donc été repris. Deux codes ont été développés :

- l'un pour l'analyse et la visualisation des données faible résolution (données "survey"),
- l'autre pour l'analyse et la visualisation des données haute résolution (données "burst").

Les données "survey" considérées sont les huit premières composantes de Fourier des spectres moyennés fournies par ce mode (résolution temporelle ~ 2 s, résolution en fréquence 19.6 Hz, fréquence maximum ~ 160 Hz). Chaque spectre (ou partie de spectre) moyenné n'est intégré que si les valeurs de densité de puissance spectrale décroissent avec la fréquence. Ses paramètres caractéristiques sont la puissance spectrale moyenne et la valeur de α , la pente de la loi de puissance (on a vérifié que les écarts quadratiques entre densités de puissance spectrale estimées et prédites sont au maximum de l'ordre de grandeur des erreurs sur les densités de puissance spectrales estimées). Des moyennes de valeurs de densités de puissance spectrale et de pentes ont été estimées dans des cellules géographiques de 2.5° en latitude et 5° en longitude. Ces moyennes ont ensuite été utilisées pour établir des cartes statistiques mensuelles des turbulences observées du côté jour et du côté nuit.

Les premiers résultats de l'analyse des données en mode "survey" montrent l'existence de pentes de lois de puissance pouvant aller jusqu'à $\alpha \sim 3.5$ dans les régions de l'anomalie équatoriale connues pour leur fort taux d'occurrence d'irrégularités de densités d'électrons et d'ions (irrégularités qualifiées de "bubbles"). Des analyses plus précises ont été conduites dans ces régions à partir des données "burst". Elles mettent en évidence la formation de turbulence électrostatique sur les gradients des "crêtes" de densité observées de part et d'autre de l'équateur magnétique lors des passages de nuit (ces crêtes se forment juste après la période de coucher du Soleil à des longitudes qui varient avec la saison).

De nos études détaillées, on peut tirer certaines conclusions :

- Si l'on veut avoir des informations sur l'état du processus turbulent lui-même, il est probablement nécessaire de tenir compte de plusieurs composantes de Fourier.
- Il est probable que la valeur moyenne de la densité de puissance spectrale augmente légèrement pour les observations faites de nuit dans les régions aurorales.
- Aucune corrélation n'a été mise en évidence entre les valeurs de la pente et de l'indice Kp dans les régions aurorales et régions équatoriales.
- Pour les turbulences associées à l'anomalie équatoriale, juste après le coucher du soleil, la valeur de la pente d'un spectre turbulent est liée à la puissance de ce spectre, les valeurs de la pente augmentent avec la valeur de la puissance.
- Des spectres turbulents à forte pente sont principalement observés l'hiver, juste après le coucher du soleil, entre $\sim -70^\circ$ et 0° de longitude dans la région équatoriale. Il semble que ces spectres turbulents à forte pente se produisent dans les régions où le taux d'occurrence des 'bubbles' est maximum.
- Dans la région équatoriale à d'autres longitudes, pendant les passages de nuit des spectres turbulents de puissance et de pente plus faible (entre ~ 1.6 et 2).
- Les processus turbulents équatoriaux se produisent en association avec les 'crêtes' de densité électronique.
- Pendant les passages de jour, on a pratiquement observé aucune turbulence.
- Globalement les valeurs de la pente obtenues pour les spectres turbulents de puissance moyenne sont supérieures à ~ 1.6 .
- Les spectres turbulents à moyenne latitude (autour de $\sim 30^\circ$ de latitude invariantes) sont très peu visibles dans les études statistiques, ces spectres dont la pente varie entre 1.6 et 1.8 sont associés à des gradients de densité liés soit aux bords haute latitude des crêtes soit à d'autres irrégularités de densité susceptibles de se former à des latitudes plus basses ou plus hautes.
- La résolution temporelle et spatiale pour l'estimation de la pente des processus turbulents est importante.

Les processus turbulents de moyenne latitude ($\sim 30^\circ$ de latitude invariante) parce que de puissance plus faible que les spectres turbulents à forte pente et probablement parce que très localisés. Leurs lois de puissance sont du même ordre que celles des processus équatoriaux, que certains semblent être associées à des irrégularités de

densité locales, que d'autres sont probablement observés hors de leur zone de génération.

(2) Variation de la turbulence en fonction de l'activité sismique

Une étude statistique de la turbulence ES sur une période allant d'Août 2004 à Décembre 2005 a été faite en considérant pendant cette période 2173 tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.8. Pour ne pas mélanger les effets post et pré-séismiques, les répliques des séismes n'ont pas été prises en compte. Les données ont été sélectionnées dans un intervalle de temps allant de 3 jours avant les séismes jusqu'à un jour après. La méthode des époques superposées a été utilisée pour représenter les résultats en fonction de la distance entre la projection de l'orbite du satellite et les épicentres (maximum = 2000 km). Les principaux points qui ressortent de cette statistique sont :

- Les valeurs des paramètres de la turbulence ES quand on est loin de l'épicentre des séismes ou quand on utilise des événements tirés au hasard ne montrent pas de variations. On montre ainsi que l'activité séismique a une influence sur la turbulence Es à une altitude de 700 km aussi bien après qu'avant les tremblements de Terre.
- Les perturbations sont observées jusqu'à 2 jours avant les séismes. Il est aussi important de noter que l'on observe des variations juste après les séismes car le mécanisme de génération des perturbations ionosphériques est connu.
- Ces perturbations sont réelles mais faibles: en moyenne un facteur 2 sur la densité de puissance de la turbulence ES et un changement de 20% sur les pentes.
- Ces perturbations ne sont mises en évidence que d'une façon statistique et jusqu'à maintenant rien ne peut être dit sur la possibilité de prédire des séismes en étudiant la turbulence ES.

Le satellite DEMETER est encore en opération (depuis Décembre 2005, son altitude a été abaissé à 660 km) et l'extension de la base de données va permettre de continuer la statistique. Pour essayer de trouver le mécanisme qui génère ces perturbations parmi tous ceux qui sont proposés il est prévu d'étudier les effets jour/nuit, de regarder l'influence de la magnitude et de la profondeur des séismes et

aussi de séparer ceux qui ont lieu sur les continents par rapport à ceux qui se produisent sous la mer.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Le format des fichiers des données Doris

♦ les en-tête :satellite, balise électromagnétique, nombre des observations, maximum site des satellites(°), le temps local, pression(mb), température(deg), humidité(%).

♦ les data :

CNES julian date,

Secondes dans le jour de l'observation(TAI),

Critère d'élimination,

Temps de comptage en s 2GHz

Temps de comptage en s 400MHz

Allongements troposphériques en cy 2GHz,

Allongements troposphériques en cy 400MHz,

Allongements ionosphériques en cy 2GHz,

Allongements ionosphériques en cy 400MHz,

Site(°),

Azimut(°),

Distance satellite-balise(m),

Chainage,

Puissances reçues 400MHz en dbm,

Puissances reçues 2GHz en dbm,

Pondération de la mesure,

Mesures brutes voies 40MHz en cy, arrondis aux cycles entiers.

Mesures brutes voies 2GHz en cy, arrondis aux cycles entiers.

ANNEXE 2 : Format de base de données sur ICE “Survey”

SPCVLF_<half-orbit>_<start_date>_<end_date>.DAT - <half-orbit>: half orbit number as “nnnnns”; - <start_date>: date of the first data sample as "yyyymmdd_hhmnss"; - <end_date>: date of the last data sample as "yyyymmdd_hhmnss".					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
1	I*2	7	14		UT time of the turbulent spectra : year, month, day, hour, minute, second, millisecond (year as 20xx)
2	R*8	1	8	s	UT time expressed in julian time: Number of seconds since 01/01/1970 00:00:00.
3	I*2	1	2		Orbit number
4	I*2	1	2		Sub-orbit type: 0: downward, 1: upward
5	I*1	1	1		Version (edition number) of the processing software: from 0 to 9
6	I*1	1	1		Sub-version (revision number) of the processing software: from 0 to 9
7	I*4	1	4		Cell number: a unique number for the géographic cell
8	R*4	1	4	degree	Geographic latitude
9	R*4	1	4	degree	Geographic latitude
10	R*4	1	4	km	Altitude
11	R*4	1	4	hour	Local time (0, 24h)
12	R*4	1	4	hour	Magnetic local time
13	R*4	1	4	Hz	Proton gyrofrequency at satellite point
14	R*4	1	4		Mc Ilwain parameter L (0, 999)
15	R*4	1	4	degree	Invariant latitude (-90°, +90°)
16	R*4	1	4	degree	Geomagnetic latitude (-90°, +90°)
17	R*4	1	4	degree	Geomagnetic longitude (0°, +360°)
18	R*4	1	4	cm ⁻³	H ⁺ density
19	R*4	1	4	cm ⁻³	He ⁺ density
20	R*4	1	4	cm ⁻³	O ⁺ density
21	R*4	1	4	Hz	Plasma frequency
22	R*4	1	4	nT	Dst index (http://spidr.ngdc.noaa.gov).
23	R*4	1	4		Kp (http://spidr.ngdc.noaa.gov).
24	R*4	1	4	nT	Cy : Y component of the interplanetary magnetic field, (http://clust1.wdcb.ru/spidr/dataset.do).
25	R*4	1	4	nT	Cz : Z component of the interplanetary magnetic field, (http://clust1.wdcb.ru/spidr/dataset.do).
26	R*4	1	4	km/s	velocity of the solar wind at point L1, (http://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/spacecraft_data/ace/4_min_merged_mag_plasma/).
					Turbulence parameter of this spectrum
27	R*4	1	4		slope α ; $S = F^{\alpha}$
28	R*4	1	4		residue

29	R*4	1	4	$\mu V^2/m^2$	spectral power
30	R*4	1	4	$\mu V^2/m^2/Hz$	spectral power density
31	R*4	1	4		slope variance
32	R*4	1	4		variance of spectral power density
33	R*4	1	4	$\mu V^2/m^2/Hz$	spectral power density at 19.53 Hz
Total size			136		

Cette annexe présente le contenu du fichier des paramètres de la turbulence qui sont calculées avec un logiciel qui tourne au centre de mission de DEMETER à Orléans. Les résultats du calcul sont affichés dans un répertoire <ftp://lpce.cnrs-orleans.fr/projects/demeter/pub/> accessible depuis l'extérieur du centre de mission.

Pour obtenir cette base de données de la turbulence, on a besoin de :

- la puissance spectrale du champ électrique dans la gamme VLF
- les caractéristiques des ions
- les données de la sonde de Langmuir

Ces trois fichiers sont dans la base de données de DEMETER ; les informations concernant l'activité géomagnétique ont été récupérées sur les sites indiqués dans le tableau.

ANNEXE 3 : Publications

- F.Li and M. Parrot, Study of the TEC data obtained from the DORIS stations in relation with the seismic activity, *Annals of Geophysics*, in press, 2006.
- F.Li and M. Parrot, TEC variations observed by a DORIS station at the time of large earthquakes, DOI 10.1007/S00190-006-0053-9, *Journal of Geodesy*, 2006.
- F.Li and M. Parrot, Influence of the seismic activity on the ionospheric electrostatic turbulence, *Earth and Planet. Sci.*, submitted, 2007.
- Ankur Trigunait, Michel Parrot, Sergey Pulinets, and Feng Li, Variations of the ionospheric electron density during the Bhuj seismic event, *Annales Geophysicae*, 22, 4123-4131, 2004.

REFERENCES

REFERENCE

- Basu, S., Su Basu, K.M. Groves, H.-C. Yeh, S.Y. Su, F.J. Rich, P.J. Sultan, and M.J. Keskinen (2001) : Response of the equatorial ionosphere in the South Atlantic region to the great magnetic storm of July 15, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 18, 3577-3580, 2001.
- Basu B. (2002) : On the linear theory of equatorial plasma instability: Comparison of different descriptions, *J. Geophys. Res.*, 107 (A8), doi:10.1029/2001JA000317, 2002.
- Basu, B., J.M. Retterer, O. de La Beaujardière, C.E. Valladares, and E. Kudeki (2004) : Theoretical relationship between maximum value of the post-sunset drift velocity and peak-to-valley ratio of anomaly TEC, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03807, doi:10.1029/2003GL018725, 2004.
- Bhattacharyya, A., S. Basu, K.M. Groves, C.. Valladares and R. Sheenan (2002): Effect of magnetic activity on the dynamics of equatorial F region irregularities, *J. Geophys. Res.*, 107, A12, 1489, doi:10.1029/2002JA009644, 2002.
- Blanc, M. and A.D. Richmond (1980): The ionospheric dynamo, *J. Geophys. Res.*, 85, A4, 1669-1686, 1980.
- Blanc, E. (1985): Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources: A summary, *Ann. Geophys.*, 3, 673.
- Blanc, E. and B. Mercanalli-Rascalou (1991): Mid-latitude ionospheric disturbances produced by major magnetic storms. Commissariat à l'Energie Atomique, Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères le Chatel, France. Received December 11, 1991.
- Burke, W.J. (1979): Plasma bubbles near the dawn terminator in the topside ionosphere, *Planet. Space Sci.*, 27, 1187-1194, 1979
- Burke, W.J., D.E. Donatelli, R.C. Sagalyn (1980): The longitudinal distribution of equatorial spread F plasma bubbles in the topside ionosphere, *J. Geophys. Res.* 85, 1335-1340.
- Burke, W.J., C.Y. Huang, L.C. Gentile, L. Bauer (2004) : Seasonal-longitudinal variability of equatorial plasma bubbles, *Annales geophysicae*, 22:3089-3098, 2004-a.

- Burke, W.J., L.C. Gentile, C.Y. Huang, C.E. Valladares, S.Y. Su (2004) : Longitudinal variability of equatorial plasma bubbles observed by DMSP and ROCSAT-1, *J. Geophys. Res.*, 109, A12301, doi:10.1029/2004JA010583, 2004 –b.
- Calais, E. and J. B. Minster (1995) : GPS deCETtion of ionospheric CET perturbations following the January 17, 1994, Northridge Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1045-1048.
- Cerisier, J.C., J.J. Berthelier, and C. Béghin (1985) : Unstable density gradients in the high –latitude ionosphere, *Radio Sci.*, 20, 755-761, 1985.
- Codrescu, M.V., S.E. Palo, X.Zhang, T.J. Fuller-Rowell, and C.Poppe (1999) : CET climatology derived from TOPEX/POSEIDON measurements, *J.Atmos. Sol. Terr.Phys.*, 61, 281-298.
- Danivol, A.D., J. Lastovicka (2001) : Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere, *Int. J. Geomagn. Aeron.*, 2(3), 209-224.
- Dobrovolsky, I.R., S.I. Zubkov, and V.I. Myachkin (1979) : Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pageoph.*, 117, 1025-1044.
- Ducic, V., J. Artru, and P. Lognonne (2003) : Ionospheric remote sensing of the Denali Earthquake Rayleigh surface waves, *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1951,10.1029/2003GL017812.
- Fleury, R., F. Foucher and P. Lassudrie-Duchesne (1991) : Global CET measurement capabilities of the Doris system, *Adv. Space Res.* vol.11, No.10, pp.(10)51-(10)54.
- Fukao, S. (2003) : New aspect of the ionospheric irregularities observed with the equatorial atmosphere radar, *Geophys. Res. abstracts*, 5, 05208, 2003.
- Geonhwa, J.R., W.Schunk, and L. Scherliess (2004) : Analysis of CET data from the TOPEX/Poseidon mission, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, A01301, doi:10.1029/2003JA010058.
- Gokhberg, M.B., Morgunov, V.A., Yoshino, T., Tomizawa, I. (1982) : Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, *J. Geophys. Res.*, 87, 7824-7828.
- Gokhberg, M.B., Morgounov, V.A., Pokhotelov, O.A. (1995) : Earthquake prediction: Seismo-electromagnetic phenomena, Gordon and Breach Publishers.
- Goodwin, G.L., J.H. Silby, K.J.W. Lynn, A.M.Breed and E.A. Assex (1995) : GPS satellite measurements: ionospheric slab thickness and total electron content. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, Vol.57, No.14, pp.1723-1732.

- Hayakawa, M., Fujinawa, Y. Eds (1994) : Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo (TERRAPUB).
- Hayakawa, M. (1999) : Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic phenomena associated with earthquakes, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo (TERRAPUB).
- Hayakawa, M. and Molchanov, O.A. (2002) : Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere coupling, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo (TERRAPUB).
- Hayakawa, M. (2002) : Seismo-electromagnetics, special issue of Journal of Atmospheric Electricity, 22(3).
- Hayakawa, M., Molchanov, O.A., Biagi, P., Vallianatos, F. (2004) : Seismo Electromagnetics and Related Phenomena, special issue of Physics and Chemistry of the Earth, Volume 29, issues 4-9.
- Hobara, Y., F. Lefeuvre, M. Parrot, and O.A. Molchanov (2005) : Low-latitude ionospheric turbulence observed by Aureol 3 satellite, Ann. Geophysicae, 23, 1259-1270, 2005.
- Jakowski, N., S.Schluter, E.Sardon (1998) : Total electron content of the ionosphere during the geomagnetic storm on 10 January 1997, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 61, 299-307.
- Johnston, M.J.S., Parrot, M. (1998) : Electromagnetic Effects of Earthquakes and Volcanoes, Proceedings of the IASPEI Symposium held during the 28th General Assembly in Boulder, USA, special issue of Physics of the Earth and Planetary Interiors, 105 (3-4).
- Kelley, M.C., (1989) : The Earth's Ionosphere: Plasma physics and electrodynamics, Int. Geophys.Ser., vol.43, Academic, San Diego, Calif.
- Lagoutte, D., J.Y. Brochot, D. de Carvalho, F. Elie, F. Harivelo, Y. Hobara, L. Madrias, M. Parrot, J.L. Pinçon, J.J. Berthelier, D. Peschard, E. Seran, M. Gangloff, J.A. Sauvaud, J.P. Lebreton, S. Stverak, P. Travnicek, J. Grygorczuk, J. Slominski, R. Wronowski, S. Barbier, P. Bernard, A. Gaboriaud and J.M. Wallut (2006) : The DEMETER Science Mission Centre, Planet. Space Sci., 54(5), 428-440, 2006.
- Landmark, B. (1973) : Cosmical Geophysics, Chapter 5.

- Lj.R. Cander, Space weather impact on communication at solar maximum, D53-3 Propagation project 53 Report.
- Liperovsky, V. A., Pokhotelov, O.A., Shalimov, S.A. (1992) : Ionospheric precursors of the earthquakes. Nauka, Moscow, 304 p (in Russian).
- Liu, J.Y., Y.I. Chen, S.A. Pulnits, Y.B. Tsai and Y.J. Chuo (2000) : Seismo-ionospheric signatures prior to $M \geq 6.0$ Taiwan earthquakes, *Geophy.Res.Lett.*, 27, 3113-3116.
- Liu, J.Y., Y.I.Chen, Y.J.Chuo, H.F.Tsai (2001) : Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi earthquake, *Geophy.Res.Lett.*, vol.28, No.7, 1383-1386, April 1.
- Liu, J.Y., Y.J. Chuo, S.A. Pulnits, H.F. Tsai and X.P. Zeng (2002) : A study on the CET perturbations prior to the Rei-Li, Chi-Chi and Cgia-Yi earthquakes, *Seismo Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)*, pp. 297-301.
- Liu, J.Y., Y.J. Chuo, S.J. Shan, Y.B. Tsai, Y.I. Chen, S.A. Pulnits and S.B. Yu (2004) : Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS CET measurements, *Annales Geophysicae*, 22, 1585-1593.
- Makela, J. J. and M. C. Kelley (2003) : Using the 630.0-nm nightglow emission as a surrogate for the ionospheric Pedersen conductivity, *J. Geophys. Res.*, 108(A6), 1253, doi:10.1029/2003JA009894, 2003.
- Makela, J.J. (2006) : A review of imaging low-latitude ionospheric irregularity processes: http://cedarweb.hao.ucar.edu/community/passive_optical/makelarev.pdf .
- Meloni, A., Patella, D., Vallianatos, F., and Zolesi, B. (2001) : Magnetic, Electric and Electromagnetic Methods in Seismology and Volcanology. *Annali di Geofisica*, 44 (2).
- Meloni, A., Spichak, V.V. and Uyeda S. (2004) : Magnetic, Electric and Electromagnetic Methods in Seismology and Volcanology. *Annals of Geophysics*, 47 (1).
- Milne, J. (1890) : Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena, *Trans. Seismol. Soc. Jpn.*, 15, 135-140.
- Miyaki, K., Hayakawa, M., Molchanov, O.A. (2002) : The role of gravity waves in the lithosphere-ionosphere coupling, as revealed from the subionospheric LF propagation data, *Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*, Eds. M. Hayakawa and O.A. Molchanov, TERRAPUB, Tokyo, 173-176.

- Molchanov, O.A. (1993) : Wave and plasma phenomena inside the ionosphere and magnetosphere associated with earthquakes, in Review of Radio Science 1990-1992, Ed. by W. Ross Stone, Oxford University Press, Oxford, pp. 591-600.
- Molchanov, O.A., M. Hayakawa, K. Miyaki (2001) : VLF/LF sounding of the lower ionosphere to study the role of atmospheric oscillations in the lithosphere-ionosphere coupling, Adv. Polar Upper Atmos. Res., 15,146-158.
- Molchanov, O., A. Kulchitsky and M. Hayakawa (2002) : UFL emission due to inductive seismo-electromagnetic effect, Seismo Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling), pp.153-162.
- Molchanov, O., O. S. Akentieva, V.V. Afonin, E. A. Mareev and E. Fedorov (2004) : Plasma density-electric field turbulence in the low altitude ionosphere from the observation on satellites; Possible connection with seismicity, Physics and chemistry of the Earth, 29, 569-577, 2004.
- Morat, P., Le Mouel, J.L., Zlotnicki, J. (1989) : Signaux électriques engendrés par le foudroiement des piliers d'une carrière de gypse, C.R. Acad. Sc. Paris, 2, 308, 33-38.
- Parrot, M., Johnston, M.J.S. (1989) : Seismoelectromagnetic effects, Proceedings of the IAGA/IASPEI Symposium held during the XIX General Assembly in Vancouver, Canada, special issue of Physics of the Earth and Planetary Interiors, 57 (1-2).
- Parrot, M., Johnston, M.J.S. (1993) : Seismoelectromagnetic effects, Proceedings of the IAGA/IASPEI Symposium held during the 26th General Assembly in Vienna, Austria, special issue of Physics of the Earth and Planetary Interiors, 77 (1-2).
- Parrot, M. (1995) : Electromagnetic noise due to earthquakes in Handbook of Atmospheric Electrodynamics, v.II, Ed. by H. Volland, CRC Press, Boca Raton, pp. 95-116.
- Parrot, M. (2002) : The micro-satellite DEMETER, Journal of Geodynamics, 33, 535-541.
- Poole, I. (1999) : Ondes radio et ionosphère, G3YWX, dans QST, Nov..
- Pulinets, S.A. (1998) : Seismic activity as a source of the ionospheric variability, Adv. Space Res., vol.22, No.6, pp. 903-906.
- Pulinets, S.A., Legen'ka, A.D., Gaivoronskaya, T.V., Depuev, V. Kh. (2003) : Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes, J. Atm. Sol. Terr. Phys., 65(16-18), 1337-1347.

- Pulinets, S. A. (2004) : Ionospheric Precursors of Earthquakes; Recent Advances in Theory and Practical Applications, TAO, 15(3), 445-467.
- Pulinets, S. A., Boyarchuk, K.A. (2004) : Ionospheric Precursors of Earthquakes, Springer Verlag Publ.
- Pulinets, S.A., J.Y. Liu and I.A. Safronova (2004) : Interpretation of a Statistical Analysis of Variations in the foF2 Critical Frequency before Earthquakes Based on Data from Chung-Li Ionospheric Station (Taiwan), Geomagnetism and Aeronomy, vol. 44, No.1,2004, pp.102–106. Translated from Geomagnetizm i Aeronomiya, vol. 44, No.1, 2004, pp.113–118.
- Tronin, A.A. (2002) : Atmosphere-lithosphere coupling. Thermal anomalies on the earth surface in seismic processes, Seismo Electromagnetic: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling, pp.173-176.
- Tsai, Y.B., Liu, J.Y. (2004) : Special issue on Earthquake Precursors of Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 15 (3).
- Uyeda, S., Park, S. (2002) : Special issue of Journal of Geodynamics, 33 (4-5).
- Warwick, J.W., Stoker, C., Meyer, T.R., (1982) : Radio emission associated with rock fracture: possible application to the great Chilean earthquake of May 22, 1960, J. Geophys. Res., 87, 2851-2859.
- Yeh H.C., S.Y. Su, R.A. Heelis (2001) : Storm time plasma irregularities in the pre-dawn hours observed by the low-latitude ROCSAT-1 satellite at 600 km, Geophys. Res. Lett., 28, 4, 685-688, 2001.

TITRE en français : Etude dans l'ionosphère de la densité électronique et de la turbulence électrostatique en fonction de l'activité sismique

RESUME en français : Le sujet de cette thèse rentre dans le cadre du projet DEMETER et plus particulièrement de l'utilisation des données de son centre de mission. DEMETER est le premier micro-satellite scientifique qui a été lancé par le CNES en Juin 2004 avec une charge utile sous la responsabilité du LPCE. DEMETER mesure dans l'ionosphère le champ électrique et le champ magnétique dans diverses bandes de fréquence, ainsi que des paramètres caractérisant le plasma à l'altitude du satellite. L'objectif principal de DEMETER est d'étudier les perturbations ionosphériques en liaison avec l'activité sismique. Avant le lancement de DEMETER, les variations du Contenu Electronique Total (CET) mesurées par DORIS avec d'autres satellites (Spot, Topex-Poseidon, et Jason) évoluant dans l'ionosphère ont été étudiées pour rechercher des perturbations dues à l'activité sismique. Dans un deuxième temps grâce aux données de DEMETER, on analyse les caractéristiques générales de la turbulence électrostatique dans les zones de moyennes latitudes et dans la région équatoriale. On cherche ensuite si ces caractéristiques de la turbulence électrostatique changent quand le satellite survole une zone sismique.

Ces études ont montré que, d'une part le CET et d'autre part la turbulence électrostatique pouvaient varier en fonction de l'activité sismique. Des perturbations de ces deux paramètres ionosphériques ont été mises en évidence avant les tremblements de Terre. Mais ces résultats ont été obtenus de façon statistique et on ne peut pas encore affirmer qu'ils peuvent servir de précurseurs.

MOTS-CLES : ionosphère – contenu électronique total – turbulence électrostatique – activité sismique

TITRE en anglais : Ionospheric study of the electron density and the electrostatic turbulence as function of the seismic activity

RESUME en anglais : The subject of this thesis is related with the DEMETER project, and much particularly to the processing of its data. DEMETER is the first scientist micro-satellite which was launched by CNES in June 2004 with a payload under the responsibility of LPCE. DEMETER measures the electric field and the magnetic field in the ionosphere in various frequency bands, as well as the characteristic plasma parameters at the satellite altitude. The main objective of DEMETER is to study the ionospheric perturbations related with the seismic activity. Before the launching of DEMETER, the variations of Total Electronic Content (TEC) measured by DORIS with the others satellites evolving in the ionosphere (Spot, Topex-Poseidon, and Jason) have been studied to search the perturbations due to the seismic activity. After, the study of the general characteristics of the electrostatic turbulence at mi-latitude and low latitude was done with the DEMETER data. At the same time, we search if these characteristics of the electrostatic turbulence are changed when the satellite is over a seismic zone.

In this study we have shown that: the TEC parameter and the electrostatic turbulence could vary as function of seismic activity. The perturbations of these two ionospheric parameters before the earthquakes have been well proven. But these results were obtained with a statistical method and we can't still confirm that they can be used as precursors.

MOTS-CLES : ionosphere – total electron content – electrostatic turbulence – seismic activity